



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

**Estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano -
Valanginiano inferior) en el arroyo Pehuenche, sur de Mendoza**

Ramiro Poulastrou

Director: Dr. Diego Kietzmann

Jurados: Dr. Roberto Scasso y Dr. Pablo Pazos

2024

Resumen

El presente Trabajo Final de Licenciatura tuvo como objetivo estudiar los depósitos de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior - Valanginiano inferior) en el área del arroyo Pehuenche, en el suroeste de la provincia de Mendoza. Para ello se llevó a cabo un análisis sedimentológico que incluyó la identificación y descripción de las distintas litofacies, microfacies y asociaciones de facies presentes, con el objetivo de caracterizar el paleoambiente sedimentario. Se reconocieron 6 microfacies y 9 litofacies. Las asociaciones de facies identificadas fueron las de rampa media distal, rampa externa y cuenca, propias de un ambiente sedimentario de rampa carbonática.

El marco temporal fue establecido por amonites identificados en la sección estudiada, abarcando desde el Tithoniano inferior (Biozona de *Virgatosphinctes andesensis*) al Valanginiano inferior (Biozona de *Lissonia riveroi*).

Se identificaron cinco secuencias depositacionales compuestas, constituidas por ciclos transgresivos y regresivos, limitadas por superficies de inundación, con una tendencia general regresiva (progradante). La primera superficie transgresiva regional marca el comienzo de la Formación Vaca Muerta sobre facies lacustres de la Formación Tordillo. El techo de la Formación Vaca Muerta está marcado por una superficie transgresiva regional, dando comienzo al desarrollo de la Formación Agrio, ya que debido a su posición distal la Formación Chachao no se encuentra presente.

Se llevó a cabo un registro de radiación gamma natural con un escintilómetro espectral a lo largo de la sección para analizar sus variaciones y relacionarlas con la evolución sedimentaria de la unidad estudiada. Se identificaron 3 intervalos principales con comportamientos diferentes, asociados a variaciones en el contenido de materia orgánica y en la fracción arcillosa.

Agradecimientos

A la Universidad de Buenos Aires y a todos nuestros docentes, por todo lo que nos dieron todos estos años.

Al director de esta tesis, Diego Kietzmann, por compartir todo su conocimiento, por su ayuda y su tiempo.

Al jurado conformado por el Dr. Roberto Scasso y el Dr. Pablo Pazos por los comentarios que permitieron mejorar esta tesis.

A mi vieja, Caro, por contagiarme la curiosidad por las ciencias naturales.

A mi viejo, Pepe, por enseñarme a pensar.

A mi familia. A mis hermanos, Facu y Cata. A mis abuelas, Maricris y Betty. A mi tía, Pao, y a mi prima, Nina.

A mi novia, Agus, por todo su cariño.

A mis amigos de la vida.

A mis compañeros de cursada, lo que más voy a extrañar de la facultad.

Contenido

Capítulo 1 - Introducción

1.1 - Introducción y objetivos.....	6
1.2 - Ubicación geográfica y acceso.....	7
1.3 - Metodología de trabajo.....	8
1.4 - Antecedentes del área de estudio.....	9
1.4.1 - Cuenca Neuquina.....	9
1.4.2 - Grupo Mendoza.....	12
1.4.3 - Formación Vaca Muerta.....	13

Capítulo 2 - Marco geológico regional y estratigrafía

2.1 – Marco tectónico regional.....	15
2.2 - Cuenca Neuquina.....	16
2.3 - Estratigrafía	21
2.3.1 - Grupo Mendoza.....	22
2.3.1.1 - Formación Tordillo	22
2.3.1.2 - Formación Vaca Muerta.....	25
2.3.1.3 - Formación Agrio	30
2.3.2 - Grupo Bajada del Agrio.....	35
2.3.2.1 - Formación Huitrín	35
2.3.2.2 - Formación Rayoso	38
2.3.3 - Formación Loma Seca	40
2.4 - Geomorfología.....	42

2.5 - Estructura.....	43
-----------------------	----

Capítulo 3 - Análisis sedimentológico

3.1 - Introducción.....	46
3.2 - Microfacies.....	49
3.3 - Litofacies	57
3.4 - Asociaciones de facies	68
3.5 - Ambiente sedimentario.....	76

Capítulo 4 - Estratigrafía secuencial

4.1 - Introducción	77
4.2 - Secuencias depositacionales.....	79

Capítulo 5 - Registro de rayos gamma espectral

5.1 - Introducción.....	84
5.2 - Análisis del registro de rayos gamma.....	88
5.2.1 - Análisis del registro de rayos gamma total y espectral.....	88
5.2.2 - Cálculo de volumen de arcillas (Vsh).....	94
5.2.3 - Caracterización de arcillas y condiciones ambientales.....	100

Capítulo 6 - Conclusiones

6.1 Conclusiones.....	104
-----------------------	-----

Referencias	106
--------------------------	------------

Capítulo 1 - Introducción

1.1 Introducción y objetivos

La Cuenca Neuquina es actualmente la principal cuenca hidrocarburífera de Argentina, con cuatro formaciones generadoras: Formación Puesto Kauffman (Jurásico Inferior), Formación Los Molles (Jurásico Inferior y Medio), Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior - Cretácico Inferior) y Formación Agrio (Cretácico Inferior) (Uliana y Legarreta 1993). La Formación Vaca Muerta (Weaver 1931), que abarca el intervalo Tithoniano inferior-Valanginiano inferior, es una de las unidades litoestratigráficas con mayor extensión areal de la cuenca, reconociéndose desde el sur de la provincia del Neuquén hasta el norte de la provincia de Mendoza y hacia el este en las provincias de Río Negro y La Pampa. Es la principal roca madre de la cuenca, así como el reservorio no convencional de tipo shale gas/oil más importante de la Argentina y uno de los más grandes a nivel mundial (Cruz et al. 2002, Legarreta et al. 2005, González et al. 2016, 2018, Minisini et al. 2020). Presenta valores promedio elevados de materia orgánica (> 4%), profundidad moderada (c. 2400 m) y condiciones de sobrepresión adecuadas (Boyer et al. 2011, Giusiano et al. 2011).

La unidad fue ampliamente estudiada por su contenido paleontológico, sedimentología y estratigrafía, desde hace más de 150 años. Sin embargo, sus características como reservorio no convencional hicieron que en los últimos años aumentara considerablemente el interés sobre la misma, lo que llevó al desarrollo de numerosos estudios y a una ampliación del conocimiento sobre su geología. En particular, en el sector surmendocino fue estudiada con mucho detalle desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico secuencial por Kietzmann (2007, 2011) y Kietzmann et al. (2011b, 2014a, 2015, 2018, 2020a,b), quienes analizaron principalmente los afloramientos ubicados en el margen oriental de la cuenca e interpretaron un sistema de rampa carbonática homoclinal, cuyas facies someras se encuentra representadas por calizas bioclásticas de la Formación Chachao. En contraposición, los afloramientos ubicados en el margen occidental de la cuenca a las latitudes de la provincia de Mendoza no han sido aún tan estudiados, pudiendo mencionarse el trabajo de Kietzmann et al. (2021b) para la sección de Las Tapaderas.

El presente Trabajo Final de Licenciatura tuvo como principal objetivo levantar y confeccionar un perfil sedimentario de la Formación Vaca Muerta en el área del arroyo Pehuenche, en el suroeste de la provincia de Mendoza.

Asimismo, otro de los objetivos fue analizar un perfil de radiación gamma espectral de la unidad y caracterizar y cuantificar la fracción arcillosa para conocer su relación con las facies y tener una herramienta de correlación con otros afloramientos y el subsuelo.

Con los datos tomados en el campo, se buscó realizar un análisis integrado para caracterizar desde el punto de vista sedimentológico al intervalo de estudio y proponer un modelo geológico depositacional integrando conceptos de estratigrafía, con énfasis en la mirada de la estratigrafía secuencial.

A partir del análisis de facies y asociaciones de facies, se buscó reconstruir el paleoambiente depositacional, para así poder interpretar la evolución de la sucesión analizada y compararla con estudios previamente realizados en el sur de Mendoza.

La búsqueda de este análisis es ampliar el conocimiento sobre la Formación Vaca Muerta en este sector de la cuenca.

A su vez, se propuso como objetivo la confección de un mapa geológico de la zona de estudio para representar las unidades aflorantes, su extensión, los contactos geológicos entre las mismas y las estructuras presentes.

1.2 Ubicación geográfica y acceso

La zona de estudio se encuentra en el sur de la provincia de Mendoza, en el departamento de Malargüe. La localidad más cercana es el pueblo Las Loicas, ubicado 20 km al noreste. A su vez, se ubica 80 km al suroeste de la ciudad de Malargüe, 40 km al oeste de la localidad de Bardas Blancas y a 15 km del Paso Pehuenche, paso fronterizo con Chile, al cual se accede por la Ruta Nacional N° 145 (Fig. 1.1). A la zona se puede acceder con facilidad ya que se encuentra próxima a la ruta mencionada, en el margen sur del arroyo Pehuenche.

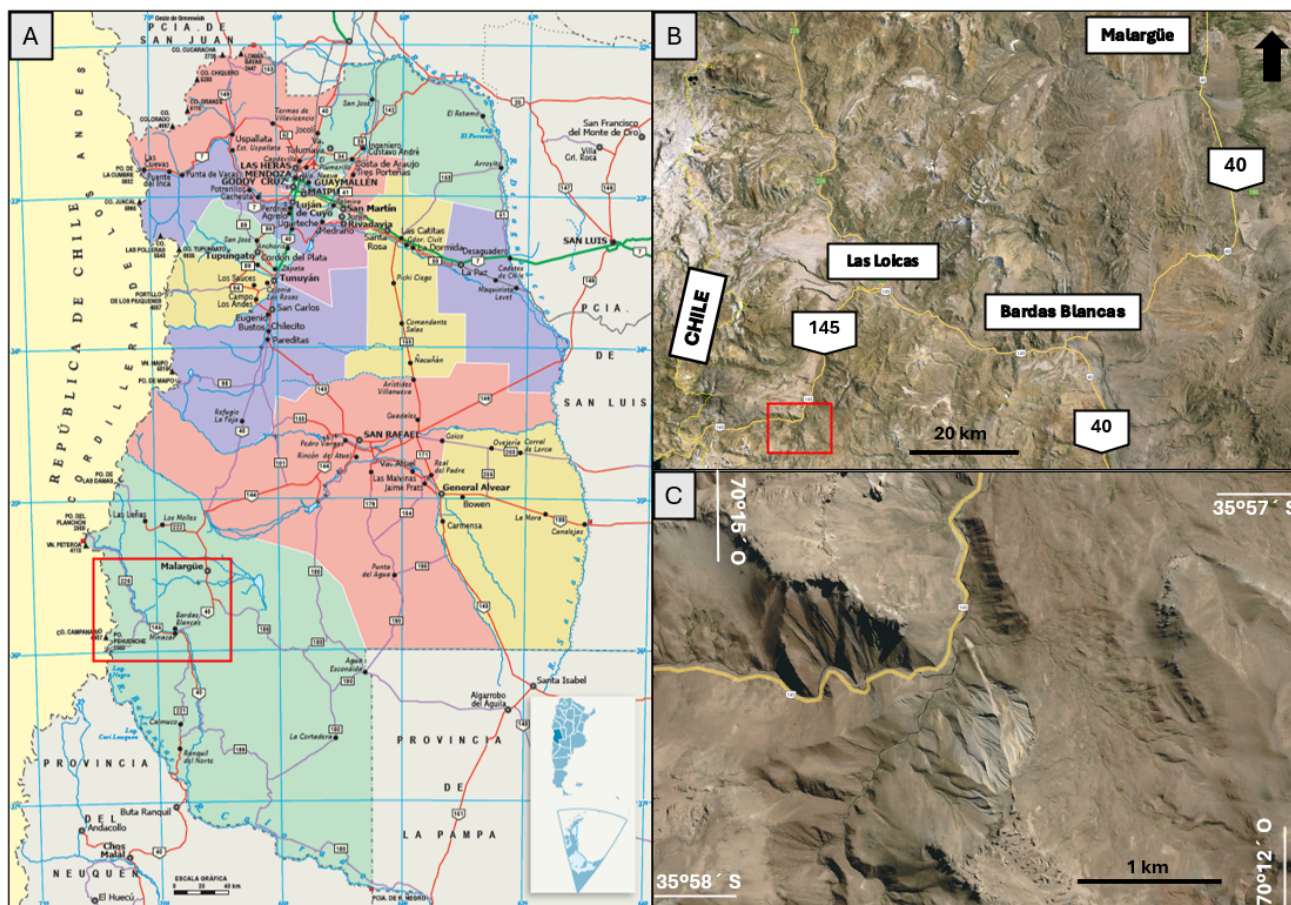


Figura 1.1. A) Mapa geográfico de la provincia de Mendoza indicando la zona de estudio en recuadro rojo (tomado del Instituto Geográfico Nacional). B) Imagen satelital regional tomada de Google Earth. En recuadro rojo se indica la zona de estudio. C) Imagen satelital de la zona de estudio tomada de Google Earth.

La zona comprende un área de aproximadamente 13 km² y se ubica entre las coordenadas: 35°57' y 35°58' de latitud Sur y 70°15' y 70°12' de longitud Oeste (Fig. 1.1). La altura promedio de la zona es de 2150 m s.n.m.

1.3 Metodología de trabajo

Para llevar a cabo este trabajo, en primer lugar, se realizó una recopilación de la bibliografía disponible relacionada con la zona de estudio, que incluye publicaciones en revistas nacionales e internacionales, capítulos de libros, trabajos finales de licenciatura y doctorales y hojas geológicas.

La sección estratigráfica relevada en el arroyo Pehuenche presenta aproximadamente 480 metros de espesor vertical. En esta etapa del trabajo se describieron las características sedimentológicas capa por capa, midiendo el espesor de los bancos a escala centimétrica, su geometría, su granulometría, los contactos entre ellos, su patrón de apilamiento, sus estructuras sedimentarias y su contenido fósil. El perfil sedimentario fue dibujado en el campo y se realizó una interpretación preliminar de facies, que fue concluida con el trabajo de gabinete. Asimismo, se reconocieron superficies de valor estratigráfico secuencial (superficies de inundación y superficies de máxima inundación), y se definieron las secuencias depositacionales de tercer y cuarto orden, así como cortejos transgresivos y regresivos, siguiendo el modelo de Embry y Johannessen (1992).

Se recolectaron un total de 70 muestras de mano para la confección de cortes delgados para definir al microscopio óptico las microfacies y su relación con las litofacies y asociaciones de facies. Al tomar las muestras se buscó hacerlo en cada una de las litofacies identificadas, así como también en niveles cercanos a las superficies de importancia estratigráfica y donde se reconocieron estructuras sedimentarias y restos fósiles de interés.

Las litofacies se definieron en el campo en base a las características macroscópicas observadas en las rocas involucradas en el perfil. El código de litofacies utilizado sigue la propuesta realizada por Kietzmann et al. (2014a), que consiste en un primer término para la litología (en mayúscula), un segundo y hasta tercer término para los componentes principales (en minúscula) y un último término para las estructuras sedimentarias (en minúscula).

Las microfacies fueron definidas a partir de las observaciones realizadas al microscopio en los cortes delgados. Para realizar la descripción de las mismas y también para las litofacies se utilizó la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry y Klován (1971). Se analizaron cortes petrográficos de las muestras tomadas con el fin de definir las microfacies y mejorar la comprensión de los procesos depositacionales.

En este trabajo se optó por considerar a las microfacies y litofacies conformando la jerarquía de facies, mientras que se considera a las asociaciones de facies con la jerarquía de subambientes. La jerarquía de ambiente depositacional agrupa a más de un subambiente o asociación de facies.

El análisis estratigráfico secuencial se llevó a cabo utilizando el modelo propuesto por Embry y Johannessen (1992). El mismo define que una secuencia depositacional está conformada por un ciclo transgresivo y por otro ciclo regresivo. Los límites de dicha secuencia son superficies erosivas asociadas a exposición subaérea en los márgenes de cuenca, que hacia el interior de la misma están representadas

por superficies transgresivas o de inundación (conformidad correlativa). Las superficies de inundación son superficies estratigráficas que coinciden con el cambio desde regresivo a transgresivo en una escala regional y que en la mayoría de los casos presenta una expresión litológica reconocible (Embry y Johannessen 1992). El límite entre el ciclo transgresivo y el regresivo está dado por la superficie de máxima inundación. Esta superficie se ubica justo antes de la progradación de facies más someras y no siempre presenta expresiones litológicas claras o reconocibles. Algunas características que permiten reconocerla son la presencia de niveles de grandes concreciones, cambios en el patrón de apilamiento de las litofacies o, en algunos casos, indicios de poca oxigenación durante la depositación, como la preservación de escamas de peces (Kietzmann et al. 2014a, 2016, 2021b). Estos ejemplos, entre otros, fueron utilizados como criterios para definirla en la sección relevada en este trabajo. Hacia la parte superior de la sección relevada se lograron observar secuencias de cuarto orden o parasecuencias, limitadas por superficies de inundación e identificadas por su arreglo somerizante y su menor espesor en comparación con las secuencias de tercer orden (Van Wagoner et al. 1990).

Para obtener el perfil de radiación gamma espectral a lo largo de toda la sección relevada se utilizó un detector de rayos gamma espectral (RS-230 BGO Spectrometer) tomando medidas cada 1 metro de perfil. En gabinete se analizaron los datos siempre refiriéndolos al perfil sedimentario.

Para la confección del mapa geológico se utilizaron los softwares Google Earth y QGIS junto con las observaciones y fotos tomadas en el campo y la información disponible en la Hoja Geológica 3569-III (Malargüe) de Nullo et al. (2005). El software Google Earth se utilizó para observar la topografía y las imágenes satelitales de la zona de estudio y comenzar a identificar las formaciones aflorantes y posibles estructuras. Posteriormente, se utilizó el software QGIS para confeccionar el mapa geológico definitivo de la zona, utilizando un modelo de elevación digital (DEM), imágenes satelitales y otra información geográfica obtenida del Segemar (ver referencias bibliográficas).

1.4 Antecedentes del área de estudio

1.4.1 Cuenca Neuquina

Los primeros estudios realizados en la Cuenca Neuquina se remontan a fines del siglo XIX. Doering (1882) aportó información sobre la secuencia cretácico-terciaria en el área de la confluencia entre los ríos Limay y Neuquén. Posteriormente, Ave Lallemand realizó la primera exploración geológica en el sector andino de Neuquén (Ave Lallemand y Elia 1885). En esa expedición descubrió la existencia del Sistema Jurásico en dicha provincia. Hacia 1887-1888, Bodenbender realizó una campaña geológica a la provincia de Neuquén. De sus investigaciones se desprenden dos trabajos vinculados con rocas eruptivas entre el río Diamante y el río Negro, y otro con la geología del Jurásico y Cretácico entre el río Diamante y río Limay (Bodenbender 1889, 1892). También se reconocen los trabajos Santiago Roth sobre los afloramientos del Jurásico Inferior de Piedra Pintada (Roth 1902) y los de Burckhardt (1900, 1902, 1903) en la misma zona, re-estudiados por Jawroski (1925). Por su parte, Wehrli (1899) estableció la presencia del basamento plutónico y metamórfico, parcialmente cubierto por volcanitas más jóvenes, en la región del lago Lacar. Para esta misma época también se destacan los trabajos de Windhausen (1914, 1918) sobre la estratigrafía de la región, incluyendo al sector extra-andino, estudios que derivaron en el descubrimiento de petróleo en 1918.

En relación a los primeros estudios paleontológicos de la Cuenca Neuquina, se reconocen los trabajos de Bodenbender (1889, 1892), Beherendsen (1891, 1892, 1922), Roth (1899a, 1899b, 1904, 1908, 1921), Burckhardt (1903) y Steuer (1897, 1921-22), entre otros. Este último principalmente en el sector mendocino de la cuenca. En ese entonces, Burckhardt (1899) reconoció a las pelitas y areniscas de la Formación Los Molles denominándolas “Grés de Haichol”, mientras que Schiller (1912) denominó “Yeso Principal” a las evaporitas de la Formación Auquilco, unos años más tarde Gerth (1925) describió las “Areniscas con *Pseudomonotis*” correspondientes actualmente a la Formación Bardas Blancas en la provincia de Mendoza. En esta época también se reconocen los trabajos realizados por Keidel, quien hizo aportes importantes con sus observaciones de la faja cordillerana, la discordancia que separa al Cretácico Inferior del Superior y su relación con los “movimientos patagónides”, la estructura en la zona de Plaza Huincul y por haber establecido la presencia del basamento paleozoico en el cerro Granito (Keidel 1913, 1917, 1925, entre otros).

Groeber estudió los ciclos andinos de sedimentación y orogénesis. También aporta los primeros bosquejos paleogeográficos y la correlación de los depósitos del Jurásico Medio de la cuenca (Groeber 1918). Se reconocen numerosos trabajos suyos (Groeber 1929, 1938, 1946, 1953), siendo uno de los geólogos más destacados en relación a la geología neuquina. En particular, en su trabajo de 1946, definió los ciclos Jurásico, Ándico y Riográndico.

Entre 1922 y 1925 la región neuquina fue visitada por Weaver, quien caracterizó por primera vez la estratigrafía de la cuenca desde un punto de vista litoestratigráfico (Weaver 1927, 1931, 1942). De esta forma, definió una gran parte de las unidades actualmente en uso en la Cuenca Neuquina, entre ellas la Formación Vaca Muerta.

Para ese entonces se reconocen también los trabajos de Rassmus (1923) sobre Auca Mahuida y El Tromen, los de Schiller (1922) acerca del límite Cretácico - Terciario en el área de Fortín General Roca y los de Krantz (1926, 1928) que, centrados en la región surmendocina, contribuyeron al mejor ordenamiento de las secuencias jurásicas y cretácicas de la cuenca Neuquina y su ambiente tectosedimentario. También se reconoce la obra de Windhausen referida a la Geología Argentina (Windhausen 1931).

Debido a la gran cantidad de términos locales y europeos empleados, Groeber (1946) decidió realizar “una nomenclatura uniforme y práctica que se ajuste a las reglas internacionales”. Dividió el Jurásico andino desde un punto de vista cronoestratigráfico en tres secciones diferenciadas por su fauna, facies y distribución regional. La sección inferior recibió el nombre de Cuyano, la sección media Loteniano, y la sección superior Chacayano. Este esquema fue ampliamente utilizado hasta que Stipanovic (1966) lo adaptó al sistema de clasificación litoestratigráfica (Grupo Cuyano, Formación Lotena, y Grupo Chacayano). Por otro lado, se destaca el trabajo de Baldwin (1942) sobre discordancias en Neuquén y los trabajos de Leanza con contribuciones sobre la paleontología de amonites en varios pisos del Mesozoico neuquino (Leanza 1945, 1947). Posteriormente, Stipanovic (1951) levantó una serie de perfiles clásicos para la estratigrafía mesozoica de la Cordillera Principal por encargo de YPF que luego resultaron valiosos para las síntesis del Triásico, Jurásico y Ándico realizada por Groeber et al. (1953).

Uno de los primeros trabajos de la década de 1960 es el de Stipanovic (1966), quien tras el estudio de las relaciones de los depósitos jurásicos en la Vega de la Veranada, analizó la secuencia oxfordiano-kimmeridgiana de la cuenca. Hacia fines de esta misma década, Stipanovic analizó las

características de las distintas fases orogénicas del Jurásico y del Cretácico, que afectaron la sedimentación de la Cuenca Neuquina (Stipanovic 1969). Algunos años más adelante, Digregorio (1972) presentó un análisis exhaustivo del conocimiento geológico del Neuquén, donde se analizan las distintas unidades litológicas desde el basamento metamórfico, hasta los depósitos volcánicos y sedimentarios cenozoicos. En este sentido, también se reconocen los estudios de síntesis sobre la Cordillera Principal de Yrigoyen (1948, 1972, 1979).

Posteriormente, Marchese (1971) caracterizó desde el punto de vista petrográfico el ambiente de las acumulaciones mesozoicas. Demostró que la procedencia de algunos de los sedimentos es desde el oeste y comprobó la existencia de un área positiva al oeste de la cuenca. También analizó la evolución de la cuenca y su estratigrafía desde el punto de vista de la teoría geosinclinal. Ya avanzada la década de 1970, se reconocen los trabajos de Uliana et al. (1975), quienes investigaron los ambientes de sedimentación entre el Neocomiano y los depósitos del Grupo Neuquén y reconocen un ambiente de sabkha en las Formaciones Huitrín y Rayoso, ubicando la discordancia Patagónica.

Leanza et al. (1977) realizaron una detallada descripción de la estratigrafía del Grupo Mendoza definiendo su distribución areal, características, ambiente y edad de cada unidad. Uliana et al. (1977) dan a conocer un análisis estratigráfico y ambiental del Cretácico Inferior y a su vez evaluaron el potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio para las provincias de Neuquén y Mendoza. Para esta época, Dessanti (1973, 1978) realiza la descripción de las Hojas Geológicas 29b (Bardas Blancas) y 28b (Malargüe).

A comienzos de la década de 1980 y durante la década de 1990, se instaló la visión de la estratigrafía secuencial. En este sentido se destacan los aportes de Uliana, Legarreta, Mitchum, Gulisano, entre otros, basados en el análisis estratigráfico secuencial en el Mesozoico de la cuenca Neuquina, actualizando los ciclos sedimentarios definidos con anterioridad por Groeber y Stipanovic y correlacionándolos con las variaciones eustáticas del nivel del mar (Mitchum y Uliana 1982, 1985, Gulisano et al. 1984a, Legarreta y Gulisano 1989, 1993, Uliana et al. 1989, Legarreta y Uliana 1991, 1996, Uliana y Legarreta 1993, entre otros).

Desde el punto de vista de la paleogeografía se destacan los trabajos de Cecioni y Charrier (1974), Legarreta y Uliana (1991) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) quienes contribuyeron a la reconstrucción de la evolución paleoambiental de las unidades mesozoicas de esta región. En este mismo tema, se destacan los estudios sobre faunas de amonites de Leanza (1973, 1980, 1981) y Riccardi y Westermann (1991a, 1991b, 1999).

Con respecto a la evolución tectónica de la región, se destacan los trabajos de Ramos (1978, 1993b), sobre la estructura de la zona de faja plegada y corrida de la provincia de Neuquén y sobre la evolución tectónica de la provincia de Mendoza, el de Kozłowski et al. (1993), sobre la estructura de la zona de faja plegada y corrida y la región extra-andina de la provincia de Mendoza, el de Vergani et al. (1995), sobre la evolución tectónica de la Cuenca Neuquina y su paleogeografía, el de Ramos et al. (2011), sobre la evolución tectónica de los Andes y su relación con el desarrollo de la Cuenca Neuquina.

En los últimos años se destacan como trabajos de síntesis el Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino (1993), el de Howell et al. (2005) publicado en la publicación especial 252 de la Geological Society of London, el Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino (2011), la síntesis sobre la

cuenca neuquina de Casadío et al. (2015) y la compilación de trabajos de actualización editada por Kietzmann y Folguera (2020).

1.4.2 Grupo Mendoza

El Grupo Mendoza incluye en las áreas centrales de la cuenca a las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio, las cuales fueron definidas por Weaver (1931) en base a criterios litoestratigráficos (excepto por la Formación Tordillo, que fue definida por Groeber 1946). En el sector surmendocino, además del desarrollo de las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Agrio, las facies costeras están representadas por las calizas de rampa interna de la Formación Chachao (Legarreta y Kozłowski 1981, Kietzmann et al. 2014a) y, más hacia el este, por las sedimentitas mareales y continentales mixtas de la Formación Lindero de Piedra (Legarreta et al. 1981, Kietzmann et al. 2014a).

Groeber (1946) definió el ciclo sedimentario Ándico desde el “Tithoniense hasta el Coniacense”, abarcando al “Vacamuertense, Quintucoense, Mulichincoense y Agrioense”, unidades que previamente habían sido reconocidas por Weaver (1931) como unidades formacionales. En este mismo trabajo, Groeber introdujo el término “Mendociano” para referirse a las facies marinas diferenciables en el sur de Mendoza. Posteriormente, Stipanovic et al. (1968) adecuaron el término Mendociano estableciendo por primera vez la denominación de Grupo Mendoza.

Para el área del río Salado, en la provincia de Mendoza, Leanza et al. (1977), propusieron la utilización de Formación Mendoza, introducida inicialmente por Dessanti (1973), en vez de Grupo Mendoza, llevando a la categoría de miembros a las unidades Vaca Muerta y Chachao y estableciendo un nuevo miembro: Cieneguitas, como equivalente lateral de la Formación Agrio en la provincia del Neuquén. Esto último debido a la dificultad de diferenciar litológicamente a estas unidades en algunos sectores del sur de Mendoza. Sin embargo, esta propuesta no tuvo aceptación en trabajos posteriores, manteniéndose la nomenclatura de formaciones (Vaca Muerta, Chachao y Agrio). Estos mismos autores plantearon que la Formación Tordillo debería formar parte del Grupo Mendoza. A su vez, destacan el mayor contenido terrígeno que presentan estas unidades en el sector Sur y central de Neuquén y una mayor participación de carbonatos hacia el Norte de Neuquén y Sur de Mendoza.

Posteriormente, Legarreta y Gulisano (1989) dividieron al Grupo Mendoza en 3 ciclos principales: Mesosecuencia Mendoza Inferior (Tithoniano Inferior - Valanginiano Inferior), Mesosecuencia Mendoza Medio (Valanginiano Inferior) y Mesosecuencia Mendoza Superior (Valanginiano Inferior - Barremiano Inferior). Esta división se basa en agrupaciones tectosedimentarias limitadas por discordancias. De esta forma, la Mesosecuencia Mendoza Inferior quedaba confinada entre las discordancias Intramálmica (base de la Formación Tordillo) e Intravalanginiana (base de la Formación Mulichinco), la Mesosecuencia Mendoza Media entre esta y la Intrahauteriviana (base del Miembro Avilé) y la Mesosecuencia Mendoza Superior, entre esta discordancia y la que se encuentra en la base del Miembro Troncoso Inferior (Formación Huitrín). Posteriormente, Leanza (2009) propuso adaptar la nomenclatura de Legarreta y Gulisano (1989) a la nomenclatura litoestratigráfica reemplazando el término mesosecuencia por el de subgrupo: Subgrupos Mendoza Inferior, Mendoza Medio y Mendoza Superior.

Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991, 1996) y Legarreta et al. (1993) interpretaron al Grupo Mendoza como un ciclo de segundo orden asociado a variaciones eustáticas, combinado con un

régimen de subsidencia regional por enfriamiento tectónico y con un aporte clástico muy reducido. Esto generó condiciones favorables para que se desarrollen ambientes de sedimentación anóxicos-disóxicos. A su vez, Hallam (1991) y Spalletti et al. (2000), resaltaron la presencia de actividad acotada de sistemas de fallas asociadas al crecimiento del arco volcánico andino, influyendo en la evolución sedimentaria de este ciclo.

1.4.3 Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta fue mencionada inicialmente por Weaver (1931) como "Tithonian strata", aunque en su Tabla 1 la denominó Vaca Muerta Formation, describiéndola como lutitas calcáreas gris oscuras. En el sector mendocino de la cuenca, describió a esta formación como una sucesión tithoniana de pelitas calcáreas y negras.

Los siguientes estudios regionales estratigráficos fueron realizados por Groeber (1946, 1953), quien la incluyó dentro del ciclo Ándico, como parte del Mendociano, haciendo referencia al "Vacamuertense". Luego, Stipanovic et al. (1968) comenzaron a utilizar la denominación de Grupo Mendoza, identificando a esta unidad como una unidad formacional. Posteriormente, se reconocen los trabajos de Marchese (1971), Leanza (1973), Leanza et al. (1977), quienes interpretaron a la Formación Vaca Muerta como depositada en un ambiente de cuenca y talud.

Desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, se reconocen los primeros avances hechos por Gulisano et al. (1984), Mitchum y Uliana (1985), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991, 1996), Gulisano y Gutierrez Pleimling (1995) y Spalletti et al. (2000), basados principalmente en datos sísmicos, que han permitido el reconocimiento de varias secuencias depositacionales de tercer y cuarto orden.

En el sector surmendocino, Dessanti (1973) al describir la hoja geológica de Bardas Blancas incluyó toda la sucesión sedimentaria comprendida entre la Formación Auquilco y Huitrín dentro de la Formación Mendoza. Luego, Mombrú et al. (1978) analizaron la estratigrafía del Grupo Mendoza reconociendo tres unidades formacionales: Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano), Chachao (Valanginiano) y Agrio (Hauteriviano-Barremiano).

Más recientemente, en el sector mendocino, se destacan los trabajos de Kietzmann (2011), Kietzmann y Palma (2011), y Kietzmann et al. (2008, 2011, 2014a, 2015, 2021a,b), que aportaron avances en el modelo estratigráfico secuencial, la sedimentología y la cicloestratigrafía de esta formación. En particular, se destacan los aportes de Kietzmann et al. (2014a), quienes dividen a la Formación Vaca Muerta en quince secuencias depositacionales agrupadas en 5 ciclos transgresivos-regresivos, que pueden ser reconocidos también en subsuelo (González Tomassini et al. 2015). En cuanto al ambiente depositacional, se la relaciona con una rampa carbonática homoclinal en la que dominan facies de rampa externa en el este de la cuenca y una rampa empinada con ambientes de talud que se desarrolla en el sector oeste de la cuenca (Kietzmann et al. 2014a).

En el campo de la magnetoestratigrafía, se destacan los trabajos de Iglesia Llanos et al. (2017), que junto con la bioestratigrafía de amonites y la cicloestratigrafía aporta valiosa información para ubicar temporalmente a la Formación Vaca Muerta. En este sentido, se reconoce el trabajo de Kietzmann et al.

(2018), sobre la construcción de una escala de tiempo astronómico que abarca dicho límite, basada en cicloestratigrafía de la Formación Vaca Muerta.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, los trabajos que permitieron establecer el marco temporal de la unidad se enfocan principalmente en la fauna de amonites por su aplicación en los estudios estratigráficos (Leanza 1945, Leanza y Hugo 1977, Leanza 1980, Riccardi 1984, Riccardi et al. 2000, Aguirre-Urreta 2001, Vennari 2016, entre otros). Estudios basados en microfósiles también han contribuido a ajustar temporalmente la distribución de las zonas de amonites. Entre ellos se destacan los trabajos sobre nannofósiles calcáreos (Ballent et al. 2004, Bown y Concheyro 2004, Vennari et al. 2014), así como los estudios integrados sobre calpionélidos y calciesferas (Kietzmann 2017, Ivanova y Kietzmann 2017, López Martínez et al. 2017, Kietzmann et al. 2021a,b, 2023).

Capítulo 2 - Marco geológico regional y estratigrafía

2.1 - Marco tectónico regional

La zona de estudio se ubica en el sector sur de los Andes Centrales (Fig. 2.1), dentro de la provincia geológica de la Cordillera Principal (e.g., Ramos 1999). El término Cordillera Principal fue primeramente utilizado por Keidel (1925). La misma está constituida principalmente por depósitos marinos jurásicos y cretácicos, asociados a rocas volcánicas del arco magmático y granitoides calcoalcalinos, aunque también se desarrollan secuencias cenozoicas que están constituidas por depósitos continentales oligo-miocenos, con abundantes rocas volcánicas de arco y basaltos intercalados (Ramos et al. 2011). Desde un punto de vista estructural, la zona de estudio queda comprendida dentro de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, una faja de piel gruesa, cuyas fallas de basamento estarían relacionadas a la inversión tectónica miocena de fallas normales lístricas del *rift* Triásico-Jurásico (Kozlowski et al. 1993, Giambiagi et al. 2009).

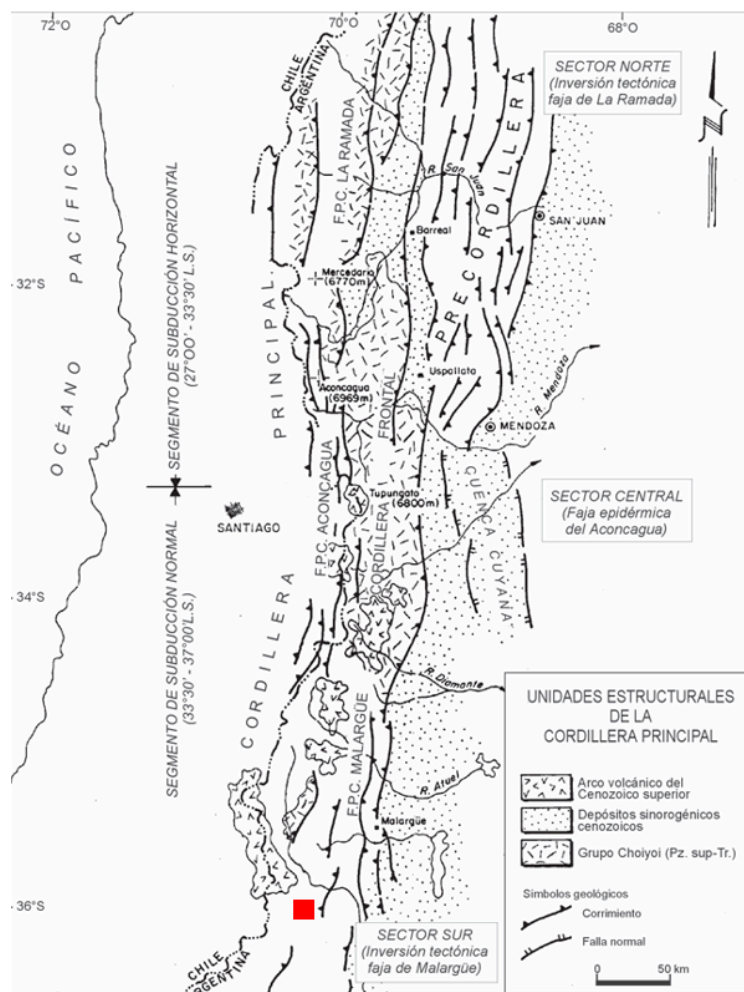


Figura 2.1. Mapa de la Cordillera Principal conformada por las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe. En recuadro rojo se indica la zona de estudio. Tomado y modificado de Ramos et al. (1996).

La faja puede dividirse en dos sectores, al norte y al sur del río Atuel, de distinto comportamiento estructural. La zona de estudio se ubica en el sector sur, que presenta un comportamiento de piel gruesa a lo ancho de toda la faja y está caracterizado por una serie de bloques de basamento que limitan zonas internas con deformación de piel fina (Maceda y Figueroa 1993, Dicarlo y Cristallini 2007).

2.2 - Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina se ubica en el centro-oeste de Argentina, entre los 31° y 41° de latitud sur, distribuída entre las provincias de Neuquén, Río Negro, La Pampa y Mendoza. Presenta un diseño triangular y tiene una extensión de 120.000 km² (Fig. 2.2). Se encuentra limitada al oeste por el arco volcánico andino, hacia el sur por el Macizo Norpatagónico y al noreste por el sistema de la Sierra Pintada. Entre los 34° y los 37° S su extensión se restringe principalmente al sector de la cordillera de Los Andes. Al sur de los 37° S la cuenca se expande hacia el dominio extra-Andino, sector donde se la conoce como el Engolfamiento Neuquino. Contiene un depocentro en su extremo norte, que se extiende hasta la provincia de San Juan, conocido como Cuenca Aconcaguina o Cuenca de La Ramada (Gulisano y Gutierrez Pleimling 1995).



Figura 2.2. Mapa de la Cuenca Neuquina. En recuadro rojo se indica el área de estudio. Tomado y modificado de Howell et al. (2005).

Su desarrollo comenzó en el Triásico Tardío extendiéndose hasta el Cenozoico (Howell et al. 2005). Se desarrolló sobre un basamento con anisotropías mecánicas previas, cuya impronta principal fue producida durante el Paleozoico tardío (Mosquera y Ramos 2005), conocida como fase Sanrafaélica de edad pérmica temprana (Llambías y Sato 1990, Mpodozis y Kay 1990). Desde el Pérmico Tardío al Triásico Temprano, se instauró un régimen extensional con el desarrollo de un importante magmatismo bimodal, conocido con el nombre de provincia magmática Choiyoi, que forma parte del basamento de la cuenca. Este magmatismo, que posee características geoquímicas que muestran una variación desde arco magmático a un ambiente post-orogénico asociado a un régimen extensional (Kay et al. 1989, Llambías et al. 2003), continuó durante el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano, pero ya desarrollado dentro de depocentros aislados tipo hemigraben que marcan el fin del ciclo Gondwánico (Llambías et al. 2007). A partir del Jurásico Temprano comenzó el ciclo Andino con el desarrollo de un nuevo arco volcánico de orientación norte-sur que le otorga a la Cuenca Neuquina una característica de tras-arco (Mosquera y Ramos 2005, Charrier et al. 2007).

El desarrollo del régimen extensional iniciado en el Triásico Tardío dio lugar al primer relleno sedimentario de la cuenca, que corresponde a los depósitos de *sin-rift* del Ciclo Precuyano, definido por Gulisano (1981). Este intervalo está constituido por depósitos piroclásticos, clásticos y volcánicos (e.g. Vergani et al. 1995, Giambiagi et al. 2008b) que se reconocen en depocentros limitados y desconectados entre sí, limitados por fallas extensionales que conforman hemigrábenes con rumbo predominante noroeste-sureste. Este ciclo incluye las Formaciones Remoredo, Sañico y Piedra del Águila, entre otras. Son en su totalidad de naturaleza continental a excepción de la Formación Arroyo Malo, de carácter marino, reconocida en el depocentro Atuel (Riccardi et al. 1997, Giambiagi et al. 2008b).

Durante el Jurásico Temprano y hasta el Cretácico Tardío se desarrolló un régimen de subsidencia termal con eventos tectónicos localizados (Vergani et al. 1995). El comienzo de esta etapa de *post-rift* se da de forma diacrónica a lo largo de la cuenca, incluyendo en algunos depocentros a la sedimentación marina del Jurásico Temprano, perteneciente al Grupo Cuyo (Vergani 2005). Este grupo, definido por Groeber (1946), comprende el primer ciclo sedimentario marino que se depositó en la cuenca, conformando la Formación Los Molles. La transgresión comenzó en el sur de Mendoza, por el estrecho de Curepto (Vicente 2005), y posteriormente se extendió hacia la provincia de Neuquén. En algunos depocentros continuó el estadio de *sin-rift* durante la transgresión, que posteriormente sobrepasó los depocentros aislados para cubrir gran parte del engolfamiento, ya en una etapa de sag (Berdini et al. 2004, Vergani 2005, Mosquera y Ramos 2005). Luego de alcanzar su máxima expansión en el Jurásico Temprano tardío, comenzó una regresión con la instalación de ambientes marino someros, deltaicos, lacustres y fluviales (Formaciones Lajas, Challacó y Punta Rosada). Chalabe et al. (2024) analizaron los paleoambientes del Grupo Cuyo superior y ubicaron a la Formación Challacó en el Jurásico Medio por su contenido palinológico. Esta progradación se inicia en la región sur y sudeste de la cuenca, asociada al aporte proveniente de la zona de la Dorsal de Huincul, mientras que en el sur de Mendoza, continuó un ambiente marino hasta ya avanzado el Jurásico Medio. Este ciclo culmina con un evento evaporítico desarrollado en el sector central de la cuenca, conformando a la Formación Tábanos (Dellape et al. 1979), que marca la máxima retracción marina previa a la reactivación tectónica que produjo una nueva discordancia, separándolo del Grupo Lotena.

Posteriormente, se desarrolló el Grupo Lotena, que fue propuesto por Leanza (1992), abarcando temporalmente desde el Calloviano medio hasta el Oxfordiano tardío, limitado por discordancias en su base y techo (Dellapé et al. 1979, Gulisano et al. 1984b, Arregui et al. 2011b). El comienzo de la

sedimentación de este grupo se pone de manifiesto con el desarrollo de facies clásticas gruesas de ambiente fluvial que se apoyan de forma abrupta sobre el Grupo Cuyo en la zona central de la cuenca y que hacia el tope transicionan a facies pelíticas y arenosas de ambiente marino litoral hasta marino profundo, conformando a la Formación Lotena. Por encima de esta formación se desarrollaron las facies carbonáticas de la Formación La Manga, constituida principalmente por facies de plataforma, talud e interior de cuenca (Gulisano et al. 1984b). Por último, hacia el tope del Grupo Lotena se desarrolla la Formación Auquilco en el contexto de una brusca retracción del mar, quedando un cuerpo de agua muy somero y con limitada conexión con el mar que dio origen a un espeso ciclo de evaporitas con más de 500 m de espesor en el sector central de la cuenca (Arregui et al. 2011b).

Por encima del Grupo Lotena, desde el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, se desarrollaron en la cuenca principalmente sucesiones marinas que conforman al Grupo Mendoza (Stipanovic 1969). El comienzo de la sedimentación de este grupo corresponde a la Formación Tordillo, que es de naturaleza continental. Esta unidad está conformada por facies fluviales conglomerádicas, asociadas en posiciones marginales con facies de abanicos aluviales y sistemas eólicos. Hacia el norte de la cuenca, las facies fluviales se tornan arenosas y transicionan a facies de barreal o playa-lake. Hacia el oeste y noroeste, los sistemas fluviales arenosos se interpretan como efímeros mientras que hacia la región central de la cuenca se desarrolló un medio lacustre de tipo permanente (Gulisano 1988).

Por encima de la Formación Tordillo comenzó una etapa de sedimentación marina que se desarrolló hasta el Cretácico Temprano, con las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Chachao y Agrio. El comienzo de esta etapa se dio con la extensa inundación de la Formación Vaca Muerta, que se desarrolló desde el Tithoniano temprano al Valanginiense temprano (e.g., Kietzmann et al. 2014a). Se considera que su inicio estaría asociado a un colapso extensional del arco volcánico Andino combinado con un aumento global del nivel del mar (Kietzmann y Vennari 2013, Kietzmann et al. 2014a, 2016). El contacto entre la Formación Vaca Muerta y Tordillo es neto, no se observan evidencias de un importante retrabajo e incluso en algunos sectores se preservan de forma excepcional las dunas de los ambientes eólicos de la formación infrayacente. Esta transgresión generalizada puede correlacionarse a nivel mundial en el marco de la fragmentación de Pangea (Benedetto 2018).

Hacia el sur de Mendoza, la Formación Vaca Muerta está conformada por facies de cuenca a rampa media. Las facies más someras están conformadas por la Formación Chachao, de rampa media a rampa interna, conformando un sistema de rampa carbonática homoclinal (Kietzmann et al. 2014a). Hacia el este se desarrollan facies mareales y continentales mixtas que, según Legarreta et al. (1981), son correlacionables con la Formación Vaca Muerta y Chachao. Estos depósitos conforman la Formación Lindero de Piedra.

Por encima de la Formación Chachao se desarrolla una nueva fase transgresiva con la depositación de las pelitas y calizas de la Formación Agrio, que son seguidas en disconformidad por los depósitos mixtos y evaporíticos de la Formación Huitrín, que representa una regresión del Océano Pacífico durante el Barremiano (Aguirre Urreta 2001), dando comienzo a la sedimentación del Grupo Bajada del Agrio. Según Leanza (2003) el Grupo Bajada del Agrio está integrado por la Formación Huitrín (Miembros Troncoso, La Tosca y Salina) y la Formación Rayoso (Miembros Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra) de naturaleza marina y continental, respectivamente.

Durante el Cretácico Tardío se instaló un régimen compresivo, que generó el levantamiento de la Cordillera de Los Andes, la deformación de la cuenca y su desconexión con el Océano Paleopacífico. Durante esta etapa se depositó el Grupo Neuquén, en discordancia sobre las unidades infrayacentes. El mismo está conformado por facies fluviales, eólicas y lacustres y contiene evidencias de actividad tectónica sin-depositacional (Fennell et al. 2015). Esta sucesión alcanza un espesor máximo de 1200 m, conteniendo tres subgrupos y nueve unidades formacionales (Garrido 2010).

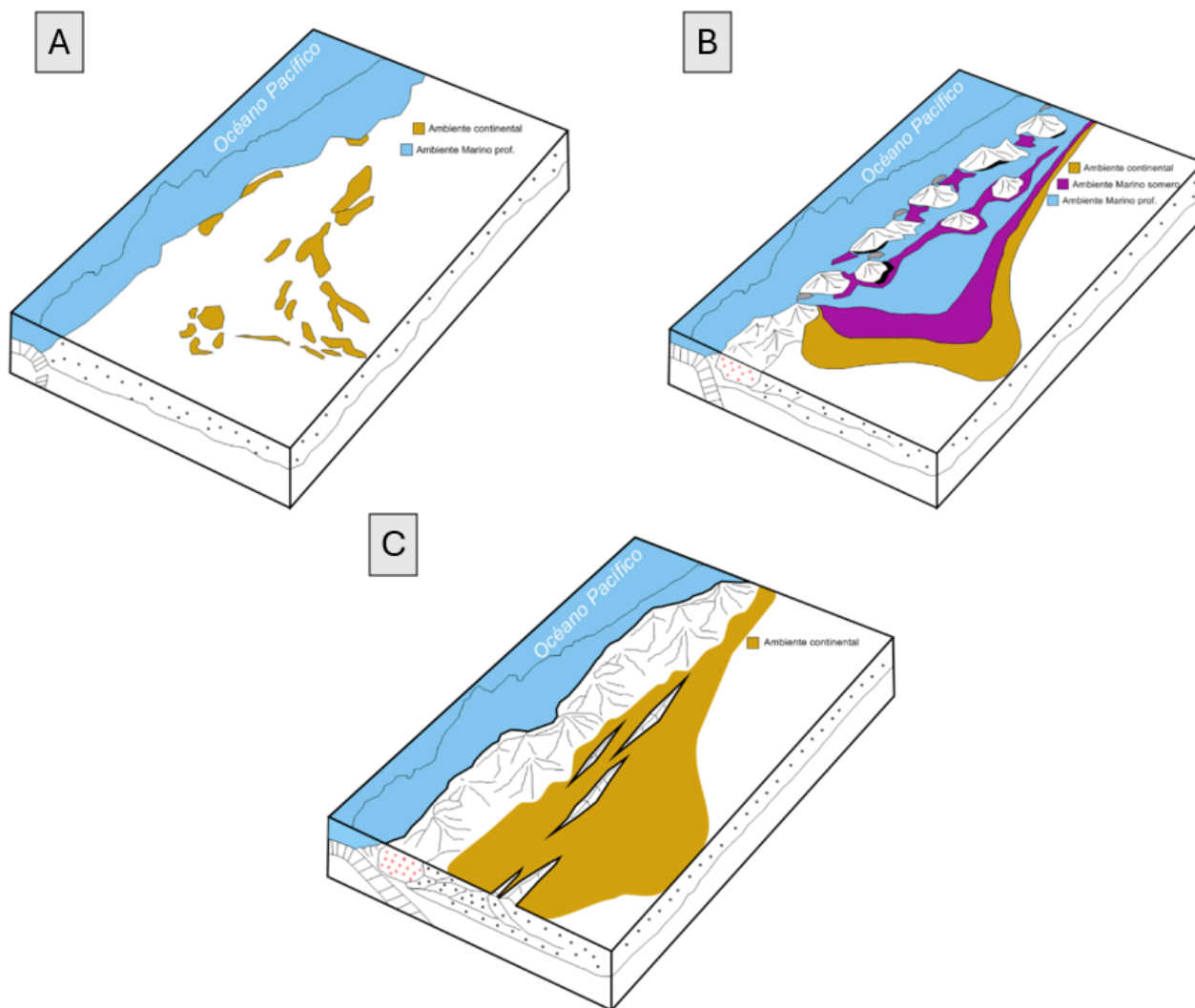


Figura 2.3. Evolución esquemática de la Cuenca Neuquina desde el Triásico Tardío al Cenozoico. A) Etapa de *sin-rift*, Triásico Tardío - Jurásico Temprano. B) Etapa de *post-rift*, Jurásico Temprano - Cretácico Temprano. C) Etapa de *antepaís*, Cretácico Tardío - Cenozoico. Tomado de Paulin (2015), modificado de Howell et al. (2005).

Hacia finales de la depositación del Grupo Neuquén se produjo la inversión de la pendiente regional de la cuenca y un ascenso eustático, posibilitando la primera ingresión del Océano Atlántico y el comienzo de la depositación del Grupo Malargüe (Garrido 2010). El mismo está conformado por depósitos de ambiente continental y marino de más de 400 m de espesor, que se apoyan discordantemente sobre las unidades infrayacentes. El mismo está compuesto por las Formaciones Loncoche – Allen, Jagüel, Roca y Pircala – El Carrizo. El límite superior del Grupo Malargüe es una discordancia regional que se

atribuye a un pulso orogénico del Eoceno (Fase Incaica) u Oligoceno (Fase Pehuenche) en la Cordillera de los Andes (Rodríguez 2010).

La historia Cenozoica de la cuenca continúa con el desarrollo de su fase de antepaís de naturaleza continental, registrando etapas de mayor magmatismo (Llambías y Aragón 2010, Folguera et al. 2010) y glaciaciones (Rabassa et al. 2010). En ese sentido, en la región surmendocina, se desarrollan las ignimbritas y tobas de la Formación Loma Seca y los depósitos de llanura pedemontana. En el Holoceno se identifican nuevas coladas basálticas como los Basaltos Cerro Campanario y Peteroa, a los que suceden depósitos morénicos, basaltos de la Formación Tromen y depósitos eólicos y aluviales (Nullo et al. 2005). Esta etapa compresiva se desarrolla alternándose con eventos extensionales (Ramos y Folguera 2005, Ramos 2010). Esta deformación Andina provocó el desarrollo de una serie de fajas plegadas y corridas con orientación norte-sur (Aconcagua, Malargüe y Agrio) donde se pueden observar afloramientos de la sucesión sedimentaria mesozoica. En la Figura 2.4 se puede observar una columna estratigráfica esquemática de la Cuenca Neuquina en el sector surmendocino.

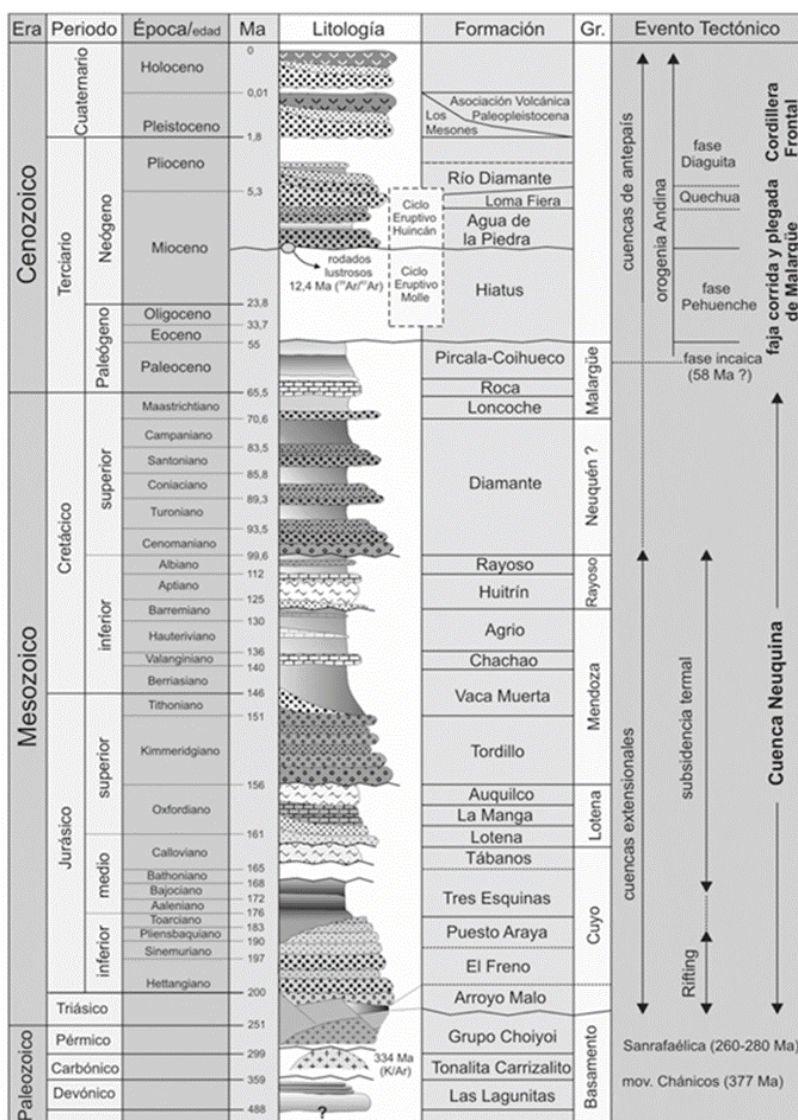


Figura 2.4. Cuadro estratigráfico de la cuenca Neuquina en el sector surmendocino, con las principales unidades litológicas y los distintos estadios tectónicos. Tomado de Turienzo (2009).

2.3 Estratigrafía de la zona de estudio

En la presente sección de este capítulo se desarrollarán las características estratigráficas, litológicas, paleontológicas y paleoambientales de cada una de las unidades aflorantes en la zona de estudio. Las unidades mesozoicas presentes están agrupadas dentro del Grupo Mendoza y Bajada del Agrio. Dentro de este conjunto, la unidad más antigua reconocida es la Formación Tordillo, de edad Kimmeridgiano - Tithoniano temprano?, definida por su posición estratigráfica (Gulisano 1988, Leanza 1994, Nullo et al. 2005). Por encima de la misma y con un contacto neto y concordante, se reconoce un potente intervalo de más de 600 m de espesor representado por la Formación Vaca Muerta y la Formación Agrio, de edad Tithoniano temprano - Valanginiano temprano (Leanza et al. 1977, Kietzmann et al. 2014a) y Valanginiano tardío - Barremiano temprano (Leanza et al. 1977, Aguirre Urreta et al. 2008a), respectivamente. Estas edades fueron definidas según el contenido paleontológico y dataciones absolutas realizadas en ambas formaciones. Por encima de estas unidades, se reconocieron las Formaciones Huitrín y Rayoso, del Barremiano tardío - Aptiano temprano? y Aptiano tardío - Albiano respectivamente (Leanza 2003, Lescano et al. 2015). La unidad formacional más joven reconocida en la zona de estudio representa la cobertura cenozoica, conformada por rocas volcánicas y volcanoclásticas cuaternarias conocida como Formación Loma Seca (Hildreth et al. 1984). En la Figura 2.5 se puede observar una versión resumida del mapa geológico de la zona de estudio (consultar referencias en Anexo).

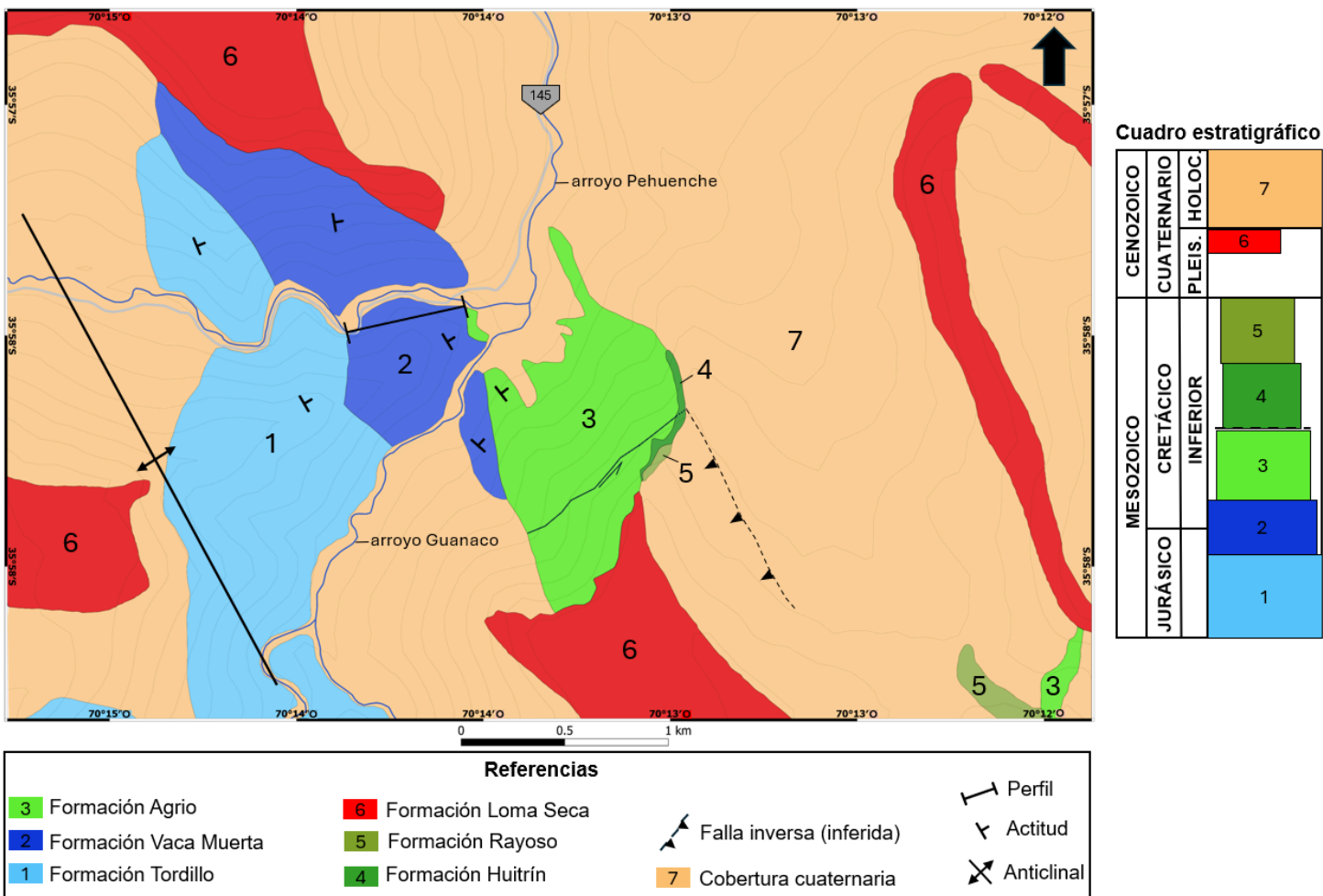


Figura 2.5. Mapa geológico de la zona de estudio.

2.3.1 Grupo Mendoza

Groeber (1946) utilizó el término Mendociano para referirse a este grupo dentro del ciclo Ándico. Posteriormente, Stipanovic et al. (1968) reemplazaron ese término e introdujeron la categoría de Grupo Mendoza. El mismo se apoya en discordancia angular sobre la Formación Auquilco (discordancia Intramálmica) y es paraconcordante en su techo con la Formación Huitrín (discordancia Intrabarremiana, Leanza 2009). Su desarrollo comienza en el Kimmeridgiano con la sedimentación continental de la Formación Tordillo sobre la que se apoyan los depósitos de cuenca y rampa carbonática de la Formación Vaca Muerta. Por encima, en la zona del sur de Mendoza, se desarrollan los depósitos fluviales de la Formación Lindero de Piedra y los depósitos carbonáticos de rampa interna de la Formación Chachao. Por último, el grupo culmina con niveles pelíticos y calcáreos de plataforma de la Formación Agrio (Fig. 2.6). En el sector central de la cuenca el grupo alcanza los 2000 m de espesor. Geográficamente se extiende por toda la Cuenca Neuquina (Legarreta y Uliana 1991).

La edad de este grupo es Kimmeridgiano – Barremiano temprano, basado en su abundante contenido fosilífero y dataciones absolutas (Leanza 1981, Leanza et al. 1977, 2020).

Edad	Estratigrafía			Ambiente sedimentario
Barremiano	Mesosecuencia Mendoza	Super.	Fm. Agrio	rampa mixta (cuenca, rampa externa, rampa media, rampa interna)
Hauteriviano				
Valanginiano		Media	Fm. Chachao	rampa interna
Berriasiano				
Tithoniano		Inferior	Fm. Vaca Muerta	rampa mixta (cuenca, rampa externa, rampa media distal)
Kimmeridgiano				
			Fm. Tordillo	fluvial, eólico, lacustre

Figura 2.6. Cuadro estratigráfico esquemático del Grupo Mendoza en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina (Tomado de Kietzmann y Palma 2009a).

2.3.1.1 Formación Tordillo

Antecedentes

Inicialmente la unidad fue denominada como “Areniscas Coloradas y Conglomerados de Malm” según Burckhardt (1900) y Gerth (1925). Posteriormente, Groeber (1946) introdujo el término “Tordillense”,

nombre tomado del río Tordillo, afluente del río Grande en el sur de Mendoza, incluyéndolo dentro del subciclo Chacayano. Luego fue denominada Formación Tordillo por Stipanovic (1969) quien la ubicó dentro del ciclo Andico definido por Groeber, siguiendo el criterio previamente establecido por Stipanovic y Mingramm (en Groeber et al. 1953). Más tarde, fue estudiada en detalle por Gulisano (1985) en el oeste de la provincia de Neuquén.

Recientemente, se llevaron a cabo numerosos trabajos dedicados a estudios de procedencia y marco tectónico como el de Spalletti y Veiga (2007) y Spalletti et al. (2008b, 2011) principalmente en la región neuquina, y el de Mescua et al. (2020), en la región centro-oeste de Mendoza. En la zona de Malargüe, López-Gómez et al. (2009) realizaron estudios sedimentológicos de detalle para caracterizar las litofacies, las superficies limitantes de los cuerpos arenosos y los elementos arquitecturales de origen predominantemente aluvial y fluvial presentes en esta unidad. También en la región surmendocina, a partir de la presencia de fallas normales, variaciones de espesor considerables y estudios de procedencia, Mescua et al. (2008) sugirieron que esta unidad se depositó durante un período extensional, en forma semejante a lo observado en la región del cerro Aconcagua y en la Sexta Región de Chile (Acevedo et al. 2020).

Distribución areal

La Formación Tordillo presenta una gran extensión, reconociéndose a lo largo de toda la Cuenca Neuquina, en las provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro (Gulisano y Gutierrez Pleimling 1995, Spalletti et al. 2011). Es posible reconocerla desde la zona de Zapala, Neuquén, hasta la zona del Aconcagua, en Mendoza (Leanza et al. 1977). En el subsuelo del Engolfamiento Neuquino esta unidad ha recibido otras denominaciones, como Formaciones Sierras Blancas y Catriel (Digregorio 1972). Mientras que hacia el sur de la Dorsal de Huincul se correlaciona con una unidad equivalente lateralmente conocida como Formación Quebrada del Sapo (Parker 1965). Hacia el límite internacional con Chile la Formación Tordillo transiciona hacia la Formación Río Damas, una unidad volcánica y volcanoclástica kimberidgiana del orden de los 5000 m de potencia (Legarreta y Gulisano 1989).

En la provincia de Mendoza la Formación Tordillo se presenta en afloramientos elongados en dirección noroeste-sureste, asociados a pliegues y corrimientos (Nullo et al. 2005). En la zona de estudio esta formación se reconoce en el sector occidental, formando parte de la estructura anticlinal con eje noroeste-sureste sobre la cual se relevó el perfil sedimentario de la Formación Vaca Muerta.

Litología y ambiente sedimentario

En la región surmendocina, Cangini (1968) distinguió dos miembros, un Miembro inferior o Morado y un Miembro superior o Verde. El Miembro Morado está caracterizado por la alternancia de areniscas y limolitas tobáceas, con abundantes marcas de ondulitas y grietas de desecación. El color predominante es morado a castaño rojizo. En concordancia, se desarrolla el Miembro Verde, que está representado por limolitas, arcilitas y areniscas muy finas, predominando los colores grises y gris verdosos. También se reconocen areniscas y lentes de conglomerados finos de color verde ceniza a verde azulado. El Miembro Morado se habría depositado en un ambiente distal de llanuras pedemontanas (fluvial de baja energía a barreal), mientras que las arcilitas verdosas del Miembro Verde, se interpretan como propias de un ambiente lacustre (Arregui 1993).

Según Mescua et al. (2020) la litología dominante en la región norte de la cuenca (34 - 35° S) son las areniscas, localmente intercaladas con litologías más finas y con proporciones menores de conglomerado. Las areniscas frecuentemente contienen material piroclástico re trabajado e incluso niveles de tobas intercalados.

Desde el punto de vista paleoambiental, en la región neuquina, esta unidad se caracteriza por el desarrollo de sistemas depositacionales aluviales, fluviales, eólicos, de *playa-lake* y lacustres con variaciones en su espesor.

En general, la composición dominante de los clastos que componen esta unidad es de naturaleza volcánica, aportados por el arco volcánico y la erosión de rocas volcanoclásticas triásico-jurásicas del *sinrift* de la cuenca y de rocas del basamento procedentes de la Dorsal de Huincul (Spalletti et al. 2008b).

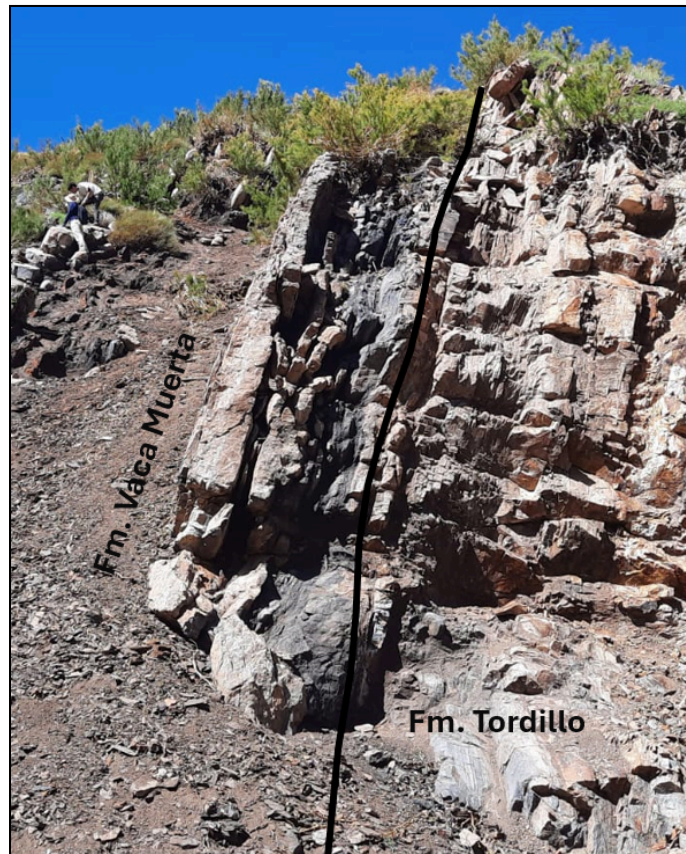


Figura 2.7. Contacto neto entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta en la zona de estudio.

Relaciones estratigráficas y espesor

En la mayor parte de la cuenca esta unidad sucede estratigráficamente a las rocas carbonáticas y evaporíticas del Grupo Lotena (Formación La Manga y Formación Auquilco). Este contacto suele ser discordante y fuertemente erosivo y traslapante, por lo que en algunos sectores esta unidad puede ubicarse también por encima de unidades más antiguas, como el Grupo Cuyo o directamente sobre el

basamento del Grupo Choiyoi (Spalletti y Veiga 2007). Hacia el techo, la Formación Tordillo es cubierta en paraconcordancia por la Formación Vaca Muerta, representando una superficie transgresiva (Leanza et al. 1977, 2011, 2020).

En la zona de estudio se reconoció un contacto neto entre las Formaciones Vaca Muerta y Tordillo (Fig. 2.7) y no se logró observar el contacto basal de esta unidad.

Contenido fosilífero y edad

Esta unidad no presenta un registro fosilífero de valor bioestratigráfico para definir su edad. Por su posición estratigráfica, su edad fue atribuida al Kimmeridgiano por Groeber (1929). Asimismo, Gulisano (1988) la asigna al Kimmeridgiano - Tithoniano basal, teniendo en cuenta el contenido fosilífero de la unidad suprayacente (Formación Vaca Muerta). En los últimos años se presentaron numerosos trabajos sobre dataciones U-Pb en circones detríticos y volcánicos. Los sectores de muestreos se distribuyen principalmente en afloramientos de las fajas plegadas y corridas del Agrio y de Malargüe (Naipauer et al. 2012, 2015a,b, Horton et al. 2016, Lena et al. 2019), y en subsuelo, provenientes del Engolfamiento Neuquino (Naipauer et al. 2017). Estas dataciones arrojaron valores de edades máximas de depositación más jóvenes de lo esperado (entre los ca. 152 y 143 Ma). Estos valores ubican temporalmente a la unidad dentro de los pisos Kimmeridgiano y Tithoniano de acuerdo con la escala de tiempo geológico (GTS 2020) de Gradstein et al. (2020). Sin embargo, esta formación no puede ser más joven que Tithoniano temprano porque está cubierta por las facies marinas de la Formación Vaca Muerta, que contienen biozonas de amonites del Tithoniano temprano alto y edades U-Pb en circones de tobas intercaladas de ca. 146 Ma para su base (Lena et al. 2019, Pellenard et al. 2022). Esta controversia invita a seguir realizando estudios para terminar de definir la edad absoluta de esta unidad.

2.3.1.2 Formación Vaca Muerta

Antecedentes

La Formación Vaca Muerta fue definida inicialmente por Weaver (1931) para hacer referencia a un conjunto de niveles pelíticos y de calizas negras provistas de una abundante *Weaver* ya menciona su distribución a lo largo de toda la cuenca. Luego, Groeber (1946) la incluyó dentro de su subciclo Mendociano como un piso estratigráfico al que llamó *Vacamuertense*. Posteriormente, Stipanovic (1969) incluyó esta formación dentro del Grupo Mendoza. Si bien Weaver (1931) no definió una localidad tipo, Leanza (1973) sugiere ubicarla en la pendiente occidental de la sierra de la Vaca Muerta.

En el sector surmendocino, Dessanti (1973) al describir la hoja geológica de Bardas Blancas incluyó toda la sucesión sedimentaria comprendida entre la Formación Auquilco y Huitrín dentro de la Formación Mendoza, debido a la dificultad de separarlo en las unidades conocidas en Neuquén (Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio). Posteriormente, Leanza et al. (1977) propusieron dividir a la Formación Mendoza en tres miembros: Vaca Muerta (Tithoniano inferior-Valanginiano inferior), Chachao (Valanginiano inferior) y Cienaguitas (Valanginiano superior – Hauteriviano). Luego, Mombrú et al. (1978) analizaron la estratigrafía del Grupo Mendoza reconociendo tres unidades formacionales: Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano), Chachao (Valanginiano) y Agrio (Hauteriviano-Barremiano).

Desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, los primeros estudios fueron los de Gulisano et al. (1984b), Mitchum y Uliana (1985), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991, 1996), entre otros, basados principalmente en datos sísmicos, que han permitido el reconocimiento de varias secuencias depositacionales de tercer y cuarto orden. En este sentido, en el sector mendocino, se destacan los trabajos de Kietzmann (2011), Kietzmann y Palma (2011), y Kietzmann et al. (2008, 2011a,b, 2014a, 2015), que aportaron avances en el modelo estratigráfico secuencial, la sedimentología y la cicloestratigrafía de esta formación.

Distribución areal

Esta unidad se extiende ampliamente por toda la Cuenca Neuquina. Es una de las unidades de mayor extensión areal, reconociéndose desde el sur de la provincia de Neuquén hasta el norte de la provincia de Mendoza (Legarreta et al. 1981, Legarreta y Uliana 1991, 1996, Leanza et al. 2020).

En la zona de estudio se la reconoce en el sector centro - oeste, entre las formaciones Tordillo y Agrio, formando parte de una estructura anticlinal con rumbo noroeste - sureste.

Litología y ambiente sedimentario

Litológicamente esta unidad está compuesta por una alternancia rítmica de margas, pelitas y calizas (Spalletti et al. 2000, Scasso et al. 2002, 2005, Kietzmann et al. 2008, Kietzmann y Palma 2009a) con alto contenido de materia orgánica (promedio mayor al 4% TOC, Boyer et al. 2011, Giusiano et al. 2011). Otro rasgo común es la presencia de tobas (Kietzmann et al. 2014a, Fig. 2.8b) y, en la base de esta unidad, un nivel microbiano que también se puede correlacionar a nivel de cuenca (Legarreta y Uliana 1991, Kietzmann et al. 2014a, 2016, 2021b).

Kietzmann et al. (2008) describen en el sector surmendocino las distintas litologías reconocibles de esta unidad incluyendo pelitas negras y grises, limolitas, margas, depósitos de caída piroclástica, mudstones y wackestones laminados y bioclásticos, mudstones nodulares, floatstones y packstones bioclásticos y rudstones.

La Formación Vaca Muerta se formó en un ambiente marino carbonático, conformando un sistema de rampa homoclinal que prograda hacia el oeste y un sistema de rampa empinada en su zona distal que prograda hacia el este desde la zona del arco volcánico andino, dejando en evidencia la clara asimetría de la cuenca. En términos generales, esta formación está conformada por distintas asociaciones de facies, siendo las más representativas las facies de cuenca, rampa externa y rampa media. A su vez, se han identificado cinco secuencias depositacionales de tercer orden, que reflejan una relación con el contenido de materia orgánica presente en las rocas, principalmente en los cortejos transgresivos (Kietzmann et al. 2014a).

Desde el punto de vista paleoambiental y secuencial, el Miembro Los Catutos ha sido interpretado como el producto de una somerización respecto de los depósitos infrayacentes o un fuerte cambio en las condiciones climáticas que inhibieron el aporte clástico (Scasso et al. 2002, Leanza et al. 2011). Por otro lado, el Miembro Huncal se habría desarrollado como producto de flujos turbidíticos provenientes desde el sureste (Naipauer et al. 2020).

Kietzmann et al. (2008) utilizaron la relación entre radiolarios nasselláridos y spumelláridos como indicador paleobatimétrico, llegando a la conclusión de que la depositación de esta unidad no se habría desarrollado en profundidades menores a los 200 metros. Esta estimación concuerda con la realizada por Mitchum y Uliana (1985) a través de la medición de las clinoformas en registros sísmicos. Por su parte, Minisini et al. (2020) proponen profundidades de hasta 400 metros para la columna de agua.

Relaciones estratigráficas y espesor

En su base esta unidad suele presentar un contacto neto y concordante con la Formación Tordillo (Fig. 2.7). Como se mencionó anteriormente, este contacto es neto y en algunos casos se registran evidencias de deformación sinsedimentaria (Spalletti y Veiga, 2007). También hay registros de preservaciones excepcionales de dunas de la unidad infrayacente (Leanza et al. 2020). Al sur de la Dorsal de Huincul se apoya de forma concordante sobre la Formación Quebrada del Sapo (Leanza et al. 2011). En la zona de la Dorsal de Huincul se la puede encontrar en forma discordante sobre las Formaciones Tordillo, Lotena y Lajas y al sur de Catán Lil, sobre depósitos del Precuyano (Cucchi y Leanza 2006). Según Leanza et al. (1977), en algunos sectores de la cuenca la Formación Vaca Muerta se apoya discordantemente sobre la Formación Auquilco (zona de la sierra de Reyes), o sobre la Formación La Manga (zona de Bardas Blancas).

El techo de la Formación Vaca Muerta es diacrónico (Leanza 1973, 1981, Leanza y Hugo 1977, Leanza et al. 1977) y progradacional (Gulisano et al. 1984b, Mitchum y Uliana 1985, Legarreta y Gulisano 1989). En términos generales, se vuelve más joven desde el sur y sur-este hacia el centro de la cuenca, pasando por edades desde el Tithoniano medio al Berriasiano - Valanginiano (Doyle et al. 2005).

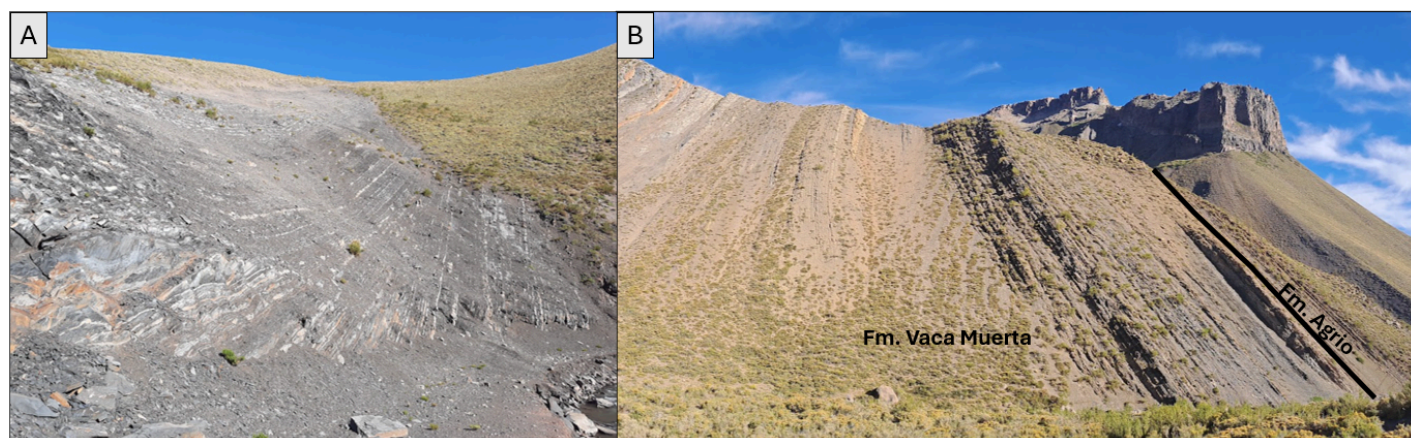


Figura 2.8. A. Sección inferior de la Formación Vaca Muerta en la zona de estudio. Dominio de margas (gris oscuro) oscuras con niveles de packstones intercalados (gris claro). B. Sector superior de la Formación Vaca Muerta en la zona de estudio y contacto con la Formación Agrio.

En el sector surmendocino, la Formación Vaca Muerta transiciona lateralmente hacia las calizas de rampa interna de la Formación Chachao (Riccardi 1983, 1988, Legarreta et al. 1993, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Kietzmann et al. 2014a). En este sector de la cuenca no se reconoce la discordancia Intra-Valanginiana y el sistema Vaca Muerta - Chachao es seguido concordantemente por la Formación Agrio (Kietzmann et al. 2014a).

A lo largo de la cuenca presenta espesores variables desde 11 m en la comarca de Carrín Curá hasta 1250 m en áreas depocentrales (sierra de la Vaca Muerta, Huncal, Trahuncurá, Leanza et al. 1977, Leanza et al. 2011). En el sector surmendocino alcanza espesores máximos de 500 m (Legarreta y Gulisano 1989). En la zona de estudio, el perfil relevado alcanza un espesor total de aproximadamente 480 m (Fig. 2.8).

Contenido fosilífero y edad

Desde el punto de vista bioestratigráfico, los trabajos que permitieron establecer el marco temporal de la unidad se enfocan principalmente en la fauna de amonites por su aplicación en los estudios estratigráficos (Leanza 1945, Leanza y Hugo 1977, Leanza 1980, Riccardi 1984, Riccardi et al. 2000, Aguirre-Urreta 2001, Vennari 2016, entre otros). Este rango temporal incluye las biozonas de amonites de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior) a *Lissonia riveroi* (Valanginiano inferior; Kietzmann et al. 2014a), biozonas también reconocidas en la zona de estudio. Por otro lado, el sector inferior de esta formación se caracteriza por la presencia de placas de microcrinoideos del género *Saccocoma*, el cual se restringe al Oxfordiano superior – Tithoniano superior, con acmé en el Tithoniano medio (Hess 2002, Kietzmann y Palma 2009b).

Estudios más recientes basados en microfósiles han contribuido a terminar de ajustar temporalmente la distribución de las zonas de amonites. Entre ellos se destacan los trabajos sobre nannofósiles calcáreos (Ballent et al. 2004, Bown y Concheyro 2004), así como los estudios integrados sobre calpionélidos y calciesferas (Kietzmann 2017, Ivanova y Kietzmann 2017, López Martínez et al. 2017, Kietzmann et al. 2021a,b, Kietzmann et al. 2023).

Esta unidad también incluye en menor medida reptiles marinos, bivalvos, gastrópodos y nautiloideos (Parent et al. 2011). En este sentido, Leanza et al. (1977) y Kietzmann et al. (2015) mencionan la presencia en la parte inferior de la unidad de restos de tortugas marinas, ictiosaurios, plesiosaurios y cocodrilos (Fig. 2.9).



Figura 2.9. Vértebra de ictiosaurio halladas en la sección inferior de la Formación Vaca Muerta en la zona de estudio.

En el campo de la magnetoestratigrafía, Iglesia Llanos et al. (2017) realizaron estudios en el área del arroyo Loncoche, en el sur de Mendoza, y observaron que sus resultados eran consistentes con los datos disponibles de estratigrafía secuencial, bioestratigrafía y cicloestratigrafía proporcionados por Kietzmann et al. (2014a, 2015), González Tomassini et al. (2015) e Ivanova y Kietzmann (2017). A estos resultados se le suman las nuevas dataciones U-Pb proporcionadas por Lena et al. (2019) y Aguirre-Urreta et al. (2019a) tomadas en la localidad de Las Loicas, en el sur de Mendoza. En particular, Lena et al. (2019) ubican el límite Jurásico-Cretácico en torno a los 140.7 - 140.9 Ma, dentro de la Biozona de *Substeueroceras koeneni*. Recientemente, Pellenard et al. (2022) aportaron nuevas edades U-Pb sobre el perfil correspondiente a este trabajo final de licenciatura, cercano a la localidad de Las Loicas, ubicando al límite Jurásico-Cretácico entre los $146,147 \pm 0,036$ Ma en la Biozona de *Pseudolissoceras zitteli* del Tithoniano temprano a $143,199 \pm 0,040$ Ma en la de *S. koeneni*. La edad absoluta del límite Jurásico-Cretácico se encuentra todavía en discusión.

2.3.1.4 Formación Agrio

Antecedentes

La Formación Agrio fue definida por Weaver (1931) en la provincia de Neuquén, incluyendo al conjunto de sedimentos comprendidos entre el techo de la Formación Mulichinco y la base de su “Rayoso Formation”. Ya en ese entonces este autor dividía a la Formación Agrio en una parte inferior, conformada por lutitas negras, una parte media arenosa denominada Miembro Avilé y una parte superior formada también por lutitas negras. Su localidad tipo se encuentra en las márgenes del río Agrio (Leanza et al. 1977).

Inicialmente, Weaver (1931) incluyó dentro de la Formación Agrio a las evaporitas de la Formación Huitrín (Groeber 1946), denominadas previamente como “Yeso de Transición” por Groeber (1929). Posteriormente, Groeber (1946) la incluye dentro del subciclo Mendociano del ciclo Andino, mientras que Stipanovic et al. (1968) la incluyeron dentro del Grupo Mendoza.

En el sector mendocino de la cuenca, Dessanti (1973) incluyó a esta unidad dentro de la Formación Mendoza, y posteriormente Leanza et al. (1977) la denominaron Miembro Cienaguitas dentro de la Formación Mendoza. Finalmente, Mombrú et al. (1978) la reconocieron nuevamente como unidad formacional (Formación Agrio). Posteriormente, Leanza y Hugo (2001) propusieron la denominación de los miembros inferior y superior como Miembro Pilmatué y Agua de la Mula, respectivamente. Por último, Leanza (2003, 2009), denominó como Miembro Chorreado a un conjunto de calizas de agua somera que aparecen en el tramo superior de la Formación Agrio.

Desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial se destacan los trabajos de Legarreta y Gulisano (1989), Spalletti et al. (2001a,b), Veiga et al. (2005), Pazos et al. (2020), entre otros. Con respecto a los estudios de ciclicidad, se reconocen los trabajos de Spalletti et al. (1990), Sagasti (2000, 2002, 2005), Kietzmann y Paulin (2019) y Kietzmann et al. (2020a), entre otros.

Desde el punto de vista de la bioestratigrafía se destacan los trabajos de Aguirre Urreta et al. (1999, 2005, 2007), Concheyro et al. (2009), Lazo et al. (2009, 2018), Kietzmann y Sturlesi (2023), entre otros.

Distribución areal

La Formación Agrio aflora con mucha continuidad a lo largo del sector andino de la cuenca, desde el norte de la provincia de Mendoza hasta la Fosa del Agrio y en el extremo sur de la cuenca, al sur de la Dorsal de Huincul (Bracaccini 1970). También se la reconoce con una amplia distribución en el subsuelo, tanto en el área andina como en el sector occidental de la zona del engolfamiento (Bracaccini 1970).

En la zona de estudio se la reconoce en el sector central, desarrollándose por encima de la Formación Vaca Muerta, formando parte del anticlinal sobre el cual se relevó el perfil sedimentario (Fig. 2.18).

Litología y ambiente sedimentario

El Miembro Pilmatué es una sucesión marina representada por mudstones con alto contenido orgánico en su base que transiciona hacia arcilitas y limolitas laminadas y depósitos heterolíticos intercalados con calizas bioclásticas, calcarenitas, areniscas y biostromas coralinos (e.g. Sagasti 2005, Lazo 2007, Cichowloski et al. 2012, Garbergolio et al. 2013). En este miembro dominan los depósitos de shoreface y condiciones marinas abiertas (Zavala et al. 2011, Schwarz et al. 2018). También se han reconocido superficies con huellas de dinosaurios, indicando condiciones subácueas muy someras o de exposición subaérea (Heredia et al. 2018).

El Miembro Avilé se reconoce en el sector medio de la formación, en el norte de Neuquén y sur de Mendoza, representado por un conjunto areniscas y fangolitas de ambientes continentales (Spalletti et al. 2001a). Según Veiga et al. (2002, 2007, 2011) este miembro representa una brusca caída en el nivel del mar durante la cual se habrían desarrollado sistemas fluviales entrelazados arenosos y meandrosos de carga mixta, sistemas eólicos y lacustres tanto abiertos como hipersalinos.

El Miembro Agua de la Mula contiene fangolitas, areniscas y carbonatos bioclásticos asociados a oleaje en condiciones de buen tiempo y de tormenta (e.g. Sagasti 2005, Comerio et al. 2018) y también facies marino marginales afectadas por procesos mareales (Tunik et al. 2009, Fernández y Pazos 2012, Pazos et al. 2012) y descargas fluviales hacia el techo del mismo (Aguirre-Urreta et al. 1993). En este miembro también se han reconocido huellas de dinosaurios y otros indicadores de exposición subaérea (Pazos et al. 2012, Fernández y Pazos 2013, 2015).

En relación al Miembro Chorreado, en el sur de Mendoza, Legarreta y Boll (1982) lo dividieron en dos secciones, una inferior, constituida por una variada gama de facies carbonáticas que alternan con pelitas y areniscas, y otra superior, más monótona, arcillosa y calcárea.

Tanto en el sector surmendocino como hacia la zona de la Dorsal de Huincul estos miembros reducen progresivamente su espesor y se tornan más ricos en sedimentitas carbonáticas (Leanza y Hugo 1997, Aguirre Urreta y Rawson 2001, Sagasti 2002). Hacia el centro de cuenca, estos miembros se componen de espesas sucesiones de fangolitas y carbonatos pelágicos, mientras que hacia el este y sur transicionan a facies arenosas marinas a marino marginales con una componente continental hacia los términos superiores conocidas como Formación Centenario (Pazos et al. 2021). Estas unidades se componen de areniscas líticas y arcósicas, limolitas, arcilitas, fangolitas y vaques cuarzosos (Digregorio 1972, Sagasti 2002).

Según Sagasti (2002) la Formación Agrio se habría desarrollado en un rampa mixta (carbonática/silicoclástica) marina, en la cual se reconocen dos sectores de acumulación: uno somero, desarrollado por encima del nivel de base de olas de buen tiempo, que corresponde al sector de rampa interna y otro profundo, localizado por debajo del nivel de base de olas de tormentas, y que representa a los ambientes de rampa externa a cuenca. De acuerdo con Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991) y Legarreta et al. (1993), durante los momentos de ascenso eustático la rampa surmendocina se caracterizó por el desarrollo de sistemas agradacionales compuestos por sedimentitas carbonáticas y clásticas de grano fino. En Neuquén, en cambio, se desarrollaron sistemas progradantes en los que se reconoce una sección inferior de depósitos transgresivos pelíticos y una superior con areniscas y calizas de plataforma.

Relaciones estratigráficas y espesor

La Formación Agrio se apoya mediante una importante superficie transgresiva de desarrollo regional sobre los términos clásticos (continentales, transicionales y marinos) de la Formación Mulichinco en la provincia de Neuquén, y sobre los depósitos carbonáticos de la Formación Chachao, en la provincia de Mendoza. En áreas depocentrales puede apoyarse directamente sobre la Formación Vaca Muerta (Leanza et al. 1977, Legarreta y Gulisano 1989, Spalletti et al. 2011). La unidad es cubierta por los depósitos carbonáticos, clásticos y evaporíticos de la Formación Huitrín. Este último contacto es concordante, o discordante (discordancia Intrabarremiana) mediante una superficie de erosión en los sectores donde el Miembro Chorreado no se encuentra presente (Sagasti 2002, Veiga et al. 2005). Desde un punto de vista estratigráfico secuencial, Pazos et al. (2020) incluyeron a las calizas y areniscas del Miembro Chorreado en la parte superior de la Formación Agrio, al considerar que dicho miembro no representa una expansión de la cuenca luego de una discordancia menor como lo es la discordancia Intrabarremiana.

La base de la Formación Agrio es probablemente diacrónica (Spalletti et al. 2011a). Aguirre Urreta y Rawson (1997) señalaron que " ... si se considera al primer cuerpo de lutita negra como la base de la Formación Agrio, entonces la base de esta unidad es diacrónica pues la sedimentación marina recomenzó en el centro de la cuenca mientras que las arenas de Mulichinco seguían haciéndolo en sus márgenes".

Según Mombrú et al. (1978), en la provincia de Mendoza el límite inferior de la Formación Agrio se reconoce como un contacto neto y en algunos casos transicional por encima de la Formación Chachao. Según Legarreta y Gulisano (1989) y Aguirre Urreta y Rawson (1997), este límite también sería diacrónico debido a la paulatina inundación de la cuenca.

En general, en el sector neuquino se observan sucesiones potentes, con espesores que oscilan entre 700 y 1600 metros (Spalletti et al. 2001a). En el área surmendocina, en cambio, los valores son menores, con aproximadamente 300 m en las zonas de Bardas Blancas, arroyo del Yeso (Sierra Azul), Las Brujas (Leanza et al. 1977) y hasta 600 m en la localidad de Cerro Los Blancos (Legarreta et al. 1993). Hacia la zona de Portezuelo Ancho (sur de Mendoza) se reconocen espesores menores a los 100 m.

En la zona de estudio la Formación Agrio se ubica por encima de la Formación Vaca Muerta a través de un contacto transicional y concordante. Hacia el techo de la unidad se reconoce un contacto erosivo con

las sedimentitas de la Formación Huitrín (Fig. 2.10). El espesor total de la Formación Agrio en este sector supera los 400 m.

En la zona de estudio se identificaron los miembros Pilamtué y Agua de la Mula, sin reconocerse la presencia de los miembros Avilé y Chorreado.

Contenido fosilífero y edad

El contenido fosilífero de la Formación Agrio está conformado por cefalópodos, bivalvos, gasterópodos, equinodermos, anélidos, crustáceos, crinoideos, ostrácodos, foraminíferos, entre otros (Riccardi et al. 1993, Leanza et al. 1977, Aguirre Urreta et al. 1999, 2005, 2011). También se reconocen restos de peces y reptiles, así como una importante asociación de palinomorfos (Lazo 2004).

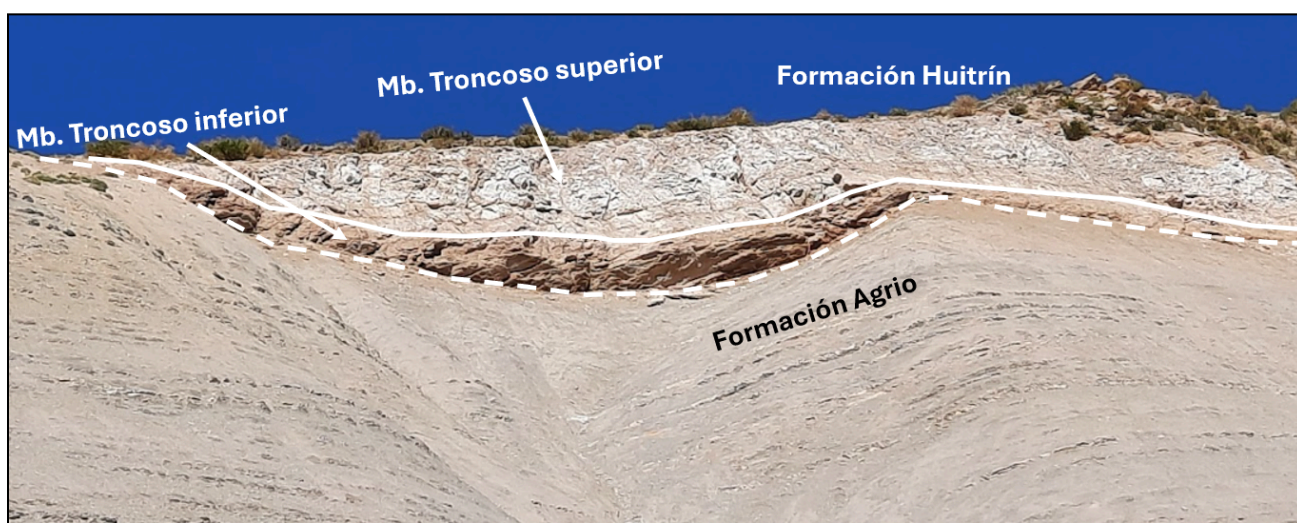


Figura 2.10. Discordancia Intrabarremiana (línea punteada) entre las Formaciones Agrio y Huitrín en la zona de estudio.

Particularmente, la fauna de amonoides ha permitido establecer un muy detallado cuadro con biozonas de asociación (Aguirre Urreta y Rawson 1997, Aguirre Urreta et al. 1999, 2005, 2007, 2008a, 2008b) a partir del cual se ha establecido la edad de esta unidad. En la región tipo del río Agrio y en la mayor parte del ámbito neuquino esta formación se extiende desde el Valanginiano tardío (biozona de asociación de *Pseudofavrella angulatiformis*) hasta el Barremiano temprano (biozona de asociación de *Paraspiticeras groeberi*).

El Miembro Pilmatué abarca el lapso Valanginiano tardío a Hauteriviano temprano alto, aunque en las zonas más noroccidentales de Neuquén y en el oeste de Mendoza las lutitas negras de este miembro habrían comenzado a acumularse ya en el Valanginiano temprano (Aguirre Urreta y Rawson 1997). Por otro lado, el Miembro Agua de la Mula se extiende entre el Hauteriviano tardío y el Barremiano temprano (Leanza et al. 1977, Aguirre Urreta et al. 1999, 2005, 2011).

Aguirre Urreta et al. (2008a) dieron a conocer una edad U–Pb en circón (SHRIMP) de $132,5 \pm 1,3$ Ma correspondiente a un nivel de toba que aparece intercalado entre las lutitas basales del Miembro Agua de la Mula. Posteriormente fueron re-datadas por Aguirre Urreta et al. (2015), quienes obtuvieron una

nueva edad de 129.09 ± 0.04 Ma y presentaron para el Hauteriviano alto una edad de 127.42 ± 0.03 Ma (U-Pb TIMS). Esta edad permite tener un valor absoluto correspondiente a la zona de *Spitidiscus riccardii* confirmando su ubicación temporal en el registro más antiguo del Hauteriviano tardío. Por otro lado, Schwarz et al. (2016) presentaron para la Zona de *Holcoptychites neuquensis*, que representa el Hauteriviano bajo, una edad de 130.0 ± 0.8 Ma (U-Pb SHRIMP), concordante con el valor de 130.39 ± 0.16 Ma obtenido por Aguirre Urreta et al. (2017) para la parte media del Miembro Pilmatué.

2.3.2 Grupo Bajada del Agrio

Este grupo está compuesto por las sedimentitas que se apoyan en forma paraconcordante sobre el Grupo Mendoza y que se encuentran por debajo de un contacto erosivo que las separa del Grupo Neuquén. Weaver (1931) incluyó una parte de los depósitos de este grupo dentro de la Formación Rayoso. Posteriormente, Groeber (1933, 1946) utilizó los términos “Yeso de Transición”, “Huitriniano” y “Diamantino” para hacer referencia a las distintas litologías reconocibles para este grupo. Leanza y Leanza (1973) sugirieron emplear el nombre de Grupo Huitrín y, unos años más tarde, Uliana et al. (1975) propusieron el nombre de Grupo Rayoso, que fue ampliamente utilizado. Legarreta y Gulisano (1989) reemplazaron los términos propuestos por Groeber por la denominación de Formación Huitrín, incluyendo a los Miembros Chorreado, Troncoso, La Tosca y Salina, y Formación Rayoso, incluyendo a los Miembros Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra, conformando al Grupo Rayoso. Con esta nomenclatura no se cumplía con una de las normas del Código Argentino de Estratigrafía (1992), que indica que el nombre de un grupo no debe ser el mismo que el de alguna de las unidades formacionales que lo constituyen. Es por esto que Méndez et al. (1995) proponen el nombre de Bajada del Agrio, término utilizado desde ese entonces.

2.3.2.1 Formación Huitrín

Antecedentes

Inicialmente se reconocen los trabajos de Gerth (1925) y Weaver (1931) quienes mencionan depósitos de yeso depositados por encima de rocas marinas cretácicas. Posteriormente Groeber (1946) introdujo el término “Huitriniano” reemplazando al “Yeso de Transición” utilizado previamente (Groeber 1929). En el mismo trabajo, Groeber (1946) subdividió al Huitriniano en “Chorreadense”, “Troncosense”, “Tosquense”, “Salinense” y “Rinconense”. De acuerdo con normas de nomenclatura estratigráficas más recientes, el término Huitriniano fue reemplazado por Formación Huitrín y los términos mencionados previamente adquirieron la categoría de miembros (Marchese 1971, Digregorio 1972, Uliana et al. 1975, Legarreta 1985). Su localidad tipo se encuentra en los afloramientos de La Balsa Huitrín en la provincia de Neuquén (Legarreta 1985).

Distribución areal

La Formación Huitrín se desarrolla desde la latitud de Añelo, Neuquén, hasta la zona de San Rafael, Mendoza (Legarreta 1985, Gutierrez Pleimling et al. 2011). En el área de estudio se la reconoce al sur del arroyo Pehuenche, en el sector centro - este, ubicada por encima de la Formación Agrio, en un sector de difícil acceso.

Litología y ambiente sedimentario

El Miembro Troncoso tiene su localidad tipo en el área de la bajada de Troncoso, en las cercanías de Buta Ranquil (Leanza 2003). En la región neuquina, el Miembro Troncoso inferior está compuesto por areniscas de grano medio, porosas, de coloración ocre, castaño amarillenta, verdosa o blanquecina, que muestran estratificación cruzada en artesa o estratificación entrecruzada de alto ángulo representativa de ambientes eólicos (paleodunas). El Miembro Troncoso superior se compone por evaporitas (anhidrita, halita y silvinita) y terrígenos finos. Las evaporitas son predominantes y presentan un tramo basal de sulfatos y otro superior de cloruros completamente lixiviado en superficie, pero que en subsuelo constituye ricos yacimientos de cloruro de potasio, principalmente en el sur de Mendoza y norte de Neuquén (Bengochea 1994). En la parte cuspidal de este miembro se desarrolla un característico tramo terrígeno constituido por fangolitas de color oliva claro a verde oscuro. En el sur de Mendoza, Legarreta (1985) y Legarreta y Boll (1982) dividieron a esta unidad en dos secciones, una inferior, arenosa, con fuerte base erosiva, a veces con pelitas intercaladas, y otra superior, de naturaleza evaporítica.

Según Morettini et al. (2010), al noroeste de la localidad de Rincón de los Sauces, el Miembro La Tosca se caracteriza por grainstones y packstones oolítico-esqueletales, calizas y calizas dolomitizadas peloidales, tanto clasto como fango sostén, calizas algales, calizas dolomitizadas, dolomías y evaporitas en forma subordinada, packstones y floatstones esqueletales bioturbados, con pelecípodos, foraminíferos y equinodermos, pelitas, limolitas y margas, mudstones y *wackestones*, anhidrita y brechas.

En el área de estudio no se pudo relevar en detalle esta unidad debido a que se encontraba en una zona inaccesible. De todas formas se pudo reconocer la presencia de areniscas y evaporitas a partir de bloques caídos interpretados como parte del Miembro Troncoso inferior y superior (Fig. 2.11).

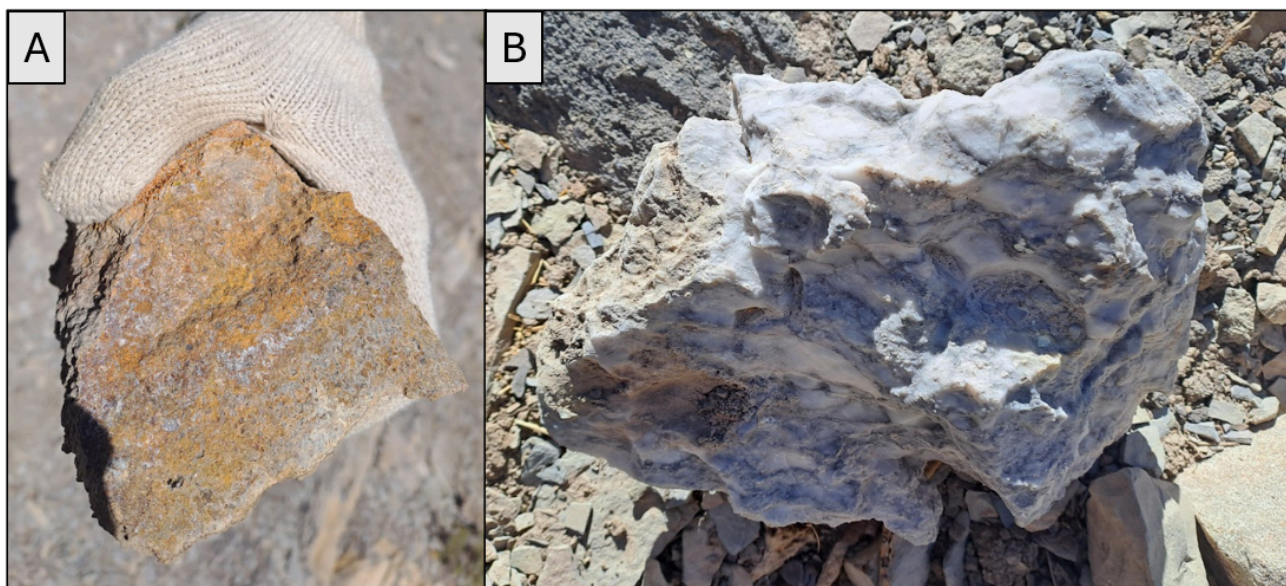


Figura 2.11. Areniscas gruesas con clastos de origen volcánico (A) y evaporitas (B) de la Formación Huitrín, Miembro Troncoso inferior y superior respectivamente en la zona de estudio.

Según Vergani et al. (2002) la parte basal del Miembro Troncoso representa condiciones de progradación de un medio fluvial caracterizado por facies arenosas finas en la base y conglomerádica hacia arriba, produciendo un relleno irregular del paleorelieve de valles pre-existentes. El tramo superior está representado por facies arenosas de origen eólico de arreglo retrogradante, con desarrollo de importantes campos de dunas. Como resultado de una brusca inundación, se interrumpe súbitamente el desarrollo clástico previo, conformándose los depósitos evaporíticos del Miembro Troncoso superior. Estos representan una planicie supralitoral con cuerpos de agua salina, en una etapa en la que la evaporación superó al aporte de agua.

Con respecto al Miembro La Tosca, según Figueroa et al. (2011), el ambiente de sedimentación se interpreta como una rampa carbonática, afectada por acción de mareas, olas y tormentas, con desarrollo de barras oolíticas someras, en un contexto de clima árido-semiárido. Por encima se desarrolla el Miembro Salina que, según Uliana et al. (1975), corresponde a un medio de agua muy somero, periódicamente sujeto a la exposición subaérea, con asociación de lagunas someras, sabkhas marginales y barreales extensos, desarrollados en una superficie de escaso gradiente, que permitía el acceso de aguas desde el continente y, en ocasiones, desde el mar.

Relaciones estratigráficas y espesor

La Formación Huitrín se dispone en discordancia (discordancia Intra-Barremiana) a través de su Miembro Troncoso inferior mediante una profunda incisión labrada en los términos superiores de la Formación Agrio (Miembros Agua de la Mula y Chorreado, Leanza 2003). Esta incisión en el área de Balsa Huitrín produce, según Legarreta y Gulisano (1989), un valle de 400 m de ancho excavado a una profundidad de 15 metros. El Miembro La Tosca apoya sobre los depósitos de yeso del Miembro Troncoso superior o las areniscas fluvio-eólicas del Miembro Troncoso inferior. Cuando estas unidades y el mismo Miembro Chorreado faltan, puede apoyarse directamente sobre el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio.

En cuanto al límite superior de la Formación Huitrín, se da de forma paraconcordante con las areniscas rojas resistentes del Miembro Rincón de la Formación Rayoso, depositadas en un ambiente fluvial, separadas por la discordancia Intra-Aptiana (Leanza 2003).

Según Veiga y Vergani (2010) la Formación Huitrín puede superar los 250 m de espesor en las zonas de mayor desarrollo. En el área de estudio se reconoce el desarrollo del Miembro Troncoso inferior y superior apoyado mediante un contacto erosivo sobre la Formación Agrio (discordancia Intra-barremiana, Fig. 2.13).

Contenido fosilífero y edad

Aguirre Urreta y Rawson (1993) reconocen la presencia de la biozona de amonites de *Paraspticerias groeberi* en el perfil de Pichi Neuquén en la parte superior de la Formación Agrio, a menos de 90 m estratigráficos por debajo de la base de la Formación Huitrín, los cuales fueron adjudicados al Barremiano inferior.

Con respecto a la edad más joven de la Formación Huitrín, estudios microflorísticos de Volkheimer y Salas (1975, 1976) permitieron identificar en la parte inferior de esta formación, a 57 m sobre la base de dicha unidad, la asociación de *Cyclusphaera psilata* e *Inaperturopollenites limbatus* que atribuyeron al Aptiano.

Por otra parte, Simeoni (1988, 2000) describió una fauna que incluye foraminíferos y ostrácodos calcáreos de ambiente hipohalino presentes en el Miembro La Tosca, la cual fue asignada por dicha autora al Barremiano. Mientras que Vallati (1995, 2001) halló elementos microflorísticos de la Zona de asociación de *Foraminisporis* cf. *variornatus* que asignó al Barremiano tardío.

Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente, Leanza (2003) considera que la discordancia situada entre el Miembro Chorreado y el Miembro Troncoso es de edad intra-Barremiana y propone que la edad más probable de la Formación Huitrín corresponde al Barremiano superior - Aptiano inferior.

Sin embargo, recientemente Lescano et al. (2015) presentaron un hallazgo de nanofósiles calcáreos en el Miembro La Tosca en la Quebrada del Gastrópodo, Sierra de Cara Cura, Mendoza, que indicarían que la edad de este miembro no podría ser más joven que barremiana temprana. Según estos autores, el Miembro Troncoso quedaría restringido al Barremiano más basal. La edad de la Formación Huitrín es un tema en discusión, tanto por la ausencia de fósiles guía cretácicos como por la falta de dataciones radimétricas confiables.

2.3.2.2 Formación Rayoso

Antecedentes

Herrero Ducloux (1946) interpretó a la Formación Rayoso en el sentido con que actualmente se la conoce como "...todo el conjunto de capas que siguen en concordancia sobre el Yeso de Transición y que hacia arriba están limitadas por la discordancia intersenoniana". Weaver (1931) introdujo el término "Rayosa Formation" para identificar a una serie de areniscas y arcilitas yesíferas de tonalidades rojizas aflorantes en el cerro Rayoso y a lo largo del curso del arroyo Pichi Neuquén, que se apoyan sobre el primer banco de yeso por encima de la Formación Agrio. Sin embargo, esas capas corresponden a lo que hoy se conoce como Miembro Salina de la Formación Huitrín (Leanza 2003).

Los Miembros Quili Malal y Pichi Neuquén, fueron reunidos a su vez por Uliana et al. (1975) en la Formación Ranquiles de Weaver (1931) como integrante del "Grupo Rayoso". Posteriormente, Ramos (1981) dividió a la Formación Rayoso en tres miembros: inferior, medio y superior. Más recientemente, Leanza (2003) considera a la Formación Rayoso integrada por los Miembros Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra.

Distribución areal

Según Zavala y Ponce (2010) esta unidad se desarrolla principalmente en el área centro-oeste de la Cuenca Neuquina y hacia el norte, en el sector surmendocino.

En la zona de estudio se la reconoce a distancia por encima de la Formación Huitrín, en una zona de difícil acceso.

Litología y ambiente sedimentario

Zavala et al. (2006) y Zavala y Ponce (2010) realizaron una descripción detallada de esta unidad en la provincia de Neuquén. Según los autores, el Miembro Rincón se encuentra representado por una alternancia de areniscas rojizas y fangolitas rojas con estructuras tractivas, que hacia el tope se vuelven más gruesas. El Miembro Quili Malal se compone de arcilitas verdosas y rojizas con intercalaciones de yeso. El Miembro Pichi Neuquén se encuentra representado por areniscas y fangolitas rojas, con estratificación entrecruzada en artesa, tabular planar y lineación parting. Por último, el Miembro Cañadón de la Zorra se compone de una intercalación de arcilitas rojizas con intercalaciones de yesos, margas y lentes de areniscas. La unidad se habría acumulado en un medio predominantemente continental, el cual marca la desconexión definitiva de la Cuenca Neuquina con el paleo-océano Pacífico (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991, Zavala y Ponce 2010). En la zona de estudio se la identificó en una zona inaccesible por lo que no fue posible observarla en detalle. Presenta colores verdosos asociados probablemente a pelitas y/o limolitas.

Según Legarreta (1985) esta unidad se habría depositado en un ambiente de sistemas fluviales efímeros con extensos barreales y llanuras de inundación asociadas y/o a canales de tipo meandriforme relacionados con planicies de fango afectadas por acción de mareas.

En el sector neuquino, Zavala et al. (2006) y Zavala y Ponce (2010) interpretan que la Formación Rayoso se habría acumulado en un cuerpo lacustre somero y perenne de salinidad variable, en el cual alternaban períodos húmedos y de extrema aridez.

Relaciones estratigráficas y espesor

Según Leanza (2003) la Formación Rayoso se desarrolla por encima del Miembro Salina de la Formación Huitrín mediante un contacto paraconcordante. Hacia el techo, la Formación Rayoso está cubierta en discordancia angular (discordancia Intersenoniana) por la Formación Candeleros del Grupo Neuquén (e.g. Casadío et al. 2015).

En la región surmendocina, la Formación Rayoso es correlacionable con el “Diamantino” de Groeber (1947) o Formación Diamante (de Ferrariis 1968).

Según Uliana et al. (1975) y Legarreta (1985) esta unidad llega a presentar espesores máximos del orden de los 1000 m, mientras que Zavala y Ponce (2010) mencionan que esta unidad se compone por una sucesión de hasta 1200 m de espesor.

Contenido fosilífero y edad

Vallati (1996) reconoció en el Miembro Rincón palinomorfos pertenecientes a la asociación de *Cyclusphaera psilata* - *Classopollis* establecida por Volkheimer y Sepúlveda (1977). Más recientemente, Vallati (2001) reconoció en la parte superior del Miembro Rincón, la presencia de la subzona de *Klukisporites foveolatus*. En este mismo miembro se han hallado fragmentos de troncos alóctonos, pistas

y tubos de anélidos, y numerosas ichnitas indeterminadas (Leanza 2003). Vallati (2001), en base a los registros paleoflorísticos (angiospermas primitivas) del Miembro Quili Malal, asignó a este miembro al Aptiano. En el Miembro Quili Malal, Volkheimer y Salas (1975, 1976) hallaron polen de angiospermas. Musacchio y Vallati (2000) mencionan también la presencia de palinomorfos, estromatolitos, dinoflagelados, foraminíferos, ostrácodos de agua dulce y carofitas. Teniendo en cuenta estos estudios, Leanza (2003) estima que la edad más probable de la Formación Rayoso corresponde al Aptiano superior - Albiano al considerar también las discordancias en la base y el techo de esta formación.

2.3.3 Formación Loma Seca

Antecedentes

Inicialmente, Gerth (1931) denomina a esta unidad como “Rocas efusivas Cuartarias”, mientras que González Bonorino (1944) las denomina Ignimbrita Malargüe. Groeber (1946) las llamó “Tilhuelitense inferior”, describiendo grandes depósitos piroclásticos en el sector del río Grande, desde el portezuelo del Pehuenche por el Sur hasta el arroyo Fierro por el Norte. Posteriormente, Hildreth et al. (1981) definen a esta unidad como Toba Loma Seca, haciendo referencia a un complejo de caldera y flujos piroclásticos localizados en el sector andino en la latitud 35° 30' S. A su vez, Nullo (1985), en el sector de Invernada del Viejo, describió una secuencia inferior de hasta 200 m de basandesitas piroxénicas con disyunción columnar y una superior, de mayor distribución areal, compuesta por ignimbritas andesíticas de color gris oscuro. Este autor utiliza la denominación Formación Loma Seca, vinculando estas rocas con las ignimbritas de la Toba Loma Seca de Hildreth et al. (1981).

Distribución areal

Durante el viaje de campo de este trabajo, la unidad se ha reconocido desde la localidad de Las Loicas hasta el área de estudio, a lo largo de las márgenes norte y sur del río Grande y del arroyo Pehuenche. La misma se reconoció culminando los cerros de la zona y también en forma de grandes bloques de escala centimétrica a métrica producto de procesos gravitacionales (Figs. 2.12 y 2.13). Según Nullo et al. (2005), la unidad se ha reconocido desde el cerro Campanario por el sur hasta el sur del volcán Peteroa, cubriendo una superficie estimada de 460 km². Se la reconoció en la ladera norte del arroyo del Yeso, al sur del arroyo del Seguro y al oeste del arroyo Montañesito, continuándose en territorio chileno.

Litología y ambiente sedimentario

Hildreth et al. (1981, 1984), en el territorio chileno, dividieron a esta unidad en dos unidades, “S” la más antigua y “V” la más joven, separadas por un evento lávico de composición andesítica. Estas láminas ignimbríticas consisten en unidades de enfriamiento, sin cristales de cuarzo y con la coexistencia de piroxenos y plagioclasas. Según Grunder (1983), los análisis químicos determinaron una zonación normal de la cámara magmática en una secuencia que pasa de riodacitas a dacitas. La unidad “S” se continúa en territorio argentino, donde también se reconocen lavas en su base, identificadas como lavas pre-unidad “S”. En el área del arroyo del Yeso se intercalan mantos lávicos de 12 a 30 m de potencia con los flujos piroclásticos de la Unidad S. La coloración del conjunto es negra con intercalaciones de bandas grises a rojizas, con diferente grado de desvitrificación.

Las lavas pre-unidad “S” son andesitas donde predominan fenocristales de plagioclasa de 5 mm de largo, en una pasta oscura a negra, donde se distinguen pequeños máficos. A escala de afloramientos se observa una importante disyunción columnar vertical en la base e inclinada en diferentes direcciones hacia el techo. Al microscopio la textura es porfírica, los fenocristales son 45 % de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y 10 % de hipersteno, mientras que la pasta muestra textura pilotáxica a afieltrada, con microlitos de plagioclasa y opacos, sobre una base vítrea (Nullo et al. 2005).



Figura 2.12. Lavas de la Formación Loma Seca en la localidad de Las Loicas.



Figura 2.13. Detalle de la litología de la Formación Loma Seca donde se puede reconocer la presencia de fiammes (flechas blancas).

La unidad “S” tiene una sección inferior de color negro, de alta tenacidad, debido a su fuerte soldamiento y con una importante disyunción columnar. La sección superior es de color gris y muestra una alternancia de bandas claras y oscuras producto de una desvitrificación diferencial y una

cristalización con una importante fase vapor. En el sector del arroyo Montañesito, Bouza (1991) describe un perfil de 100 m de potencia integrado por ignimbritas de aspecto porfírico, con abundantes fiammes y con bandeamientos de composición andesítica a basandesíticas. Al microscopio, la unidad “S” exhibe una textura eutaxítica dominante, con fiammes irregulares y orientados en la dirección del flujo (Fig. 2.13). Se reconocen litoclastos de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita y opacos. La matriz es predominantemente vítrea, de color castaño, con una incipiente desvitrificación compuesta por trizas (Nullo et al. 2005).

Relaciones estratigráficas y espesor

Según Nullo et al. (2005), en relación a su espesor, desde el cerro Campanario hasta el sur del volcán Peteroa la potencia estimada varía entre 90 a 100 m, disminuyendo hacia el este. En la ladera norte del arroyo del Yeso y al sur del arroyo del Seguro las lavas de la pre-unidad “S” se apoyan discordantemente sobre el cuerpo del Montañesito del ciclo eruptivo Huincán. En la zona de estudio esta unidad cubre discordantemente a las unidades sedimentarias mesozoicas descritas previamente (Fig. 2.14).



Figura 2.14. Relación discordante (línea punteada) entre la Formación Loma Seca y la Formación Vaca Muerta en la zona de estudio.

Contenido fosilífero y edad

Hildreth et al. (1984) realizaron dataciones radimétricas y los resultados arrojaron edades que varían entre los 0.8, 0.3 y 0.15 Ma, correspondientes al Pleistoceno Superior. Los mismos autores asociaron estos eventos a las efusiones de la caldera Calabozo.

2.4 Geomorfología

La zona de estudio se compone de un paisaje montañoso dentro del dominio de faja plegada y corrida de la Cuenca Neuquina, en particular, dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe, de desarrollo norte - sur. En la zona se reconocen distintos procesos que modelan el paisaje. Entre ellos, se reconocen procesos endógenos, generadores de relieve, representados por el tectonismo y el vulcanismo, y los procesos exógenos, que degradan el relieve, conformados por los procesos fluviales y de remoción en masa.

El clima en esta zona es árido y la red fluvial, efímera, de alimentación autóctona y pluvio-nival. La altura promedio de la zona alcanza los 2150 m s.n.m., con el desarrollo de pendientes que en algunos sectores superan los 45°.

La vegetación está conformada por arbustos de poca altura y plantas herbáceas, como resultado del clima frío y árido, que cubren parcialmente los afloramientos. Se desarrolla principalmente en los valles fluviales, sobre los abanicos aluviales y en los afloramientos sobre intervalos pelíticos. En las zonas donde se encuentran las litologías más resistentes o donde hay mucha pendiente no suele presentarse desarrollo de vegetación, permitiendo relevar un perfil sedimentario sin grandes espesores cubiertos.

Los procesos tectónicos juegan un rol importante en el paisaje ya que generan grandes estructuras de rumbo norte - sur que condicionan el desarrollo de la red fluvial. En relación a esta última, la zona se encuentra atravesada por dos arroyos, uno de desarrollo este - oeste (arroyo Pehuenche) y otro de desarrollo suroeste - noreste. Ambos se encuentran encajonados entre las paredes montañosas conformando valles angostos y desarrollando hábitos sinuosos. Hacia el sector central de la zona ambos arroyos confluyen y continúan su recorrido aguas abajo hacia el noreste, donde el valle se ensancha (asociado a la actividad glaciaria pleistocena, Nullo et al. 2005) y el sistema fluvial comienza a describir un hábito entrelazado (Fig. 2.15). Este valle desemboca hacia el noreste en el valle del río Grande, que es un sistema fluvial permanente, de hábito entrelazado y de gran desarrollo. A su vez, a lo largo del valle se reconocen depósitos de abanicos aluviales desarrollados sobre las paredes del mismo.

Dentro de las geoformas volcánicas se reconocen coladas lávicas y depósitos de flujos ignimbríticos de la Formación Loma Seca que se encuentran coronando los altos de la zona, conformando plateaus volcánicos y grandes escarpas de erosión verticales. Desde estos resaltos se producen desprendimientos generando procesos de avalanchas, deslizamientos rotacionales y caídas de roca, que dan como resultado grandes depósitos, conos de deyección y grandes bloques caídos que se reconocen hasta en los valles fluviales. Dentro de las geoformas de remoción en masa, también se reconocen abanicos coluviales y lóbulos de gelifluxión (Fig. 2.16, Negro y Dal Molin 2011).



Figura 2.15. A. Área de confluencia de los arroyos Pehuenche y Guanaco. B. Desarrollo del valle fluvial hacia el noreste.

La presencia de las coladas piroclásticas y flujos lávicos en las zonas topográficamente elevadas constituye un posible ejemplo de inversión de relieve. Se puede interpretar que estas unidades se depositaron en antiguos valles fluviales o zonas bajas y, posteriormente, debido a su resistencia frente a la erosión, fueron quedando elevados mientras se erosionaban las unidades mesozoicas.

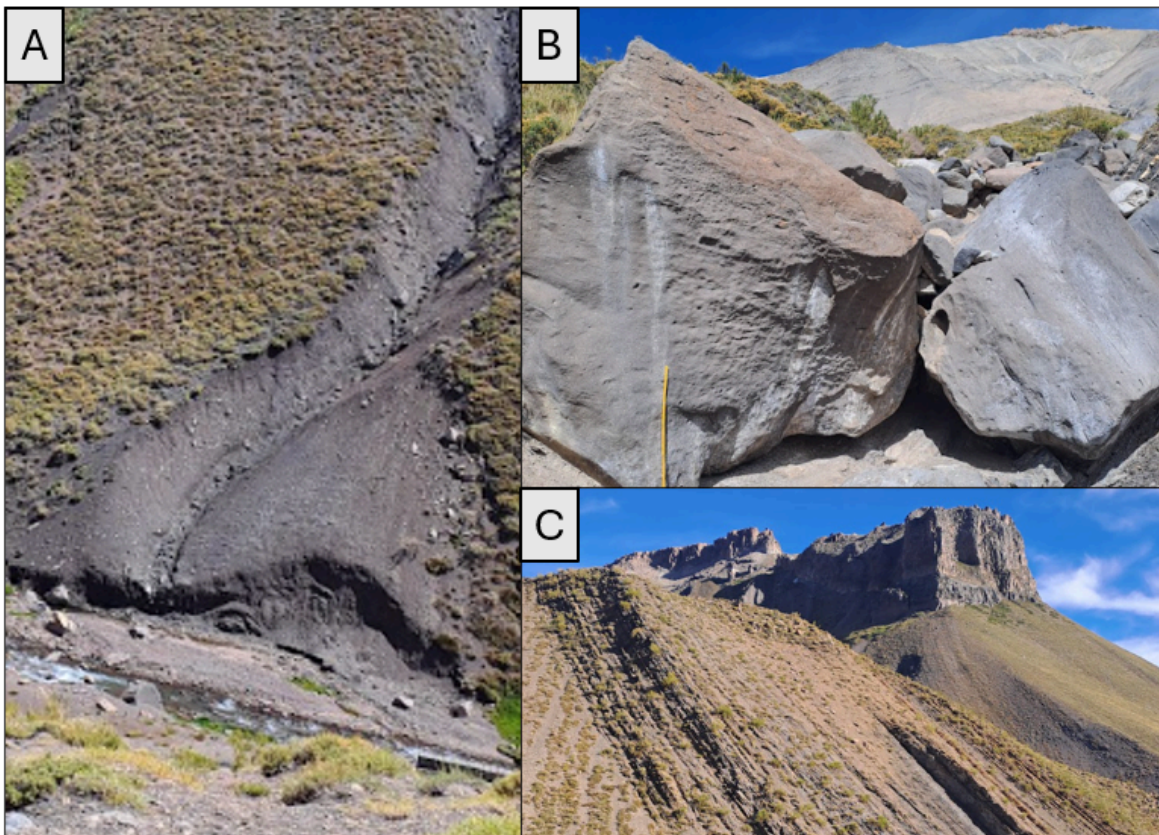


Figura 2.16. A) Abanico coluvial disectado en el margen norte del arroyo Pehuenche. B) Grandes bloques caídos de escala métrica de la Formación Loma Seca. C) Grandes escarpas de la Formación Loma Seca coronando las zonas elevadas.

2.5 Estructura

La zona de estudio se encuentra en el sector sur del dominio de la faja plegada y corrida de Malargüe. Esta faja se encuentra dentro del ámbito de la Cordillera Principal, entre los 34° y 36° S, con un ancho lateral que alcanza los 45 km.

Kozlowski et al. (1993) y Manceda y Figueroa (1993) la interpretaron como una faja de piel gruesa, cuyas fallas de basamento estarían relacionadas a la inversión tectónica miocena de fallas normales listricas del *rift* triásico-jurásico. Posteriormente, Giambiagi et al. (2008a) dividieron a la faja en dos sectores, al norte y al sur del río Atuel, de distinto comportamiento estructural. El sector norte presenta una región con basamento involucrado en la deformación en su sector oeste (Kozlowski et al. 1993, Giambiagi et al. 2008a), mientras que al este se reconoce un comportamiento de piel fina (Giambiagi et al. 2008b). El sector sur presenta un comportamiento de piel gruesa a lo ancho de toda la faja y está caracterizado por una serie de bloques de basamento que limitan zonas internas con deformación de piel fina (Ploszkiewicz 1988, Manceda y Figueroa 1993, Giampaoli et al. 2002, 2005, Dicarlo y Cristallini 2007).

A su vez, Giambiagi et al. (2009) dividieron al sector sur de la faja en tres sectores adicionales: occidental, central y oriental. La faja occidental es la que presenta los mayores porcentajes de acortamiento, llegando a exponer en superficie al basamento cristalino. La faja central, compuesta por los anticlinales Malargüe al norte y Palauco al sur, está controlada en algunos sectores por la inversión de estructuras previas que ejercieron un control de primer orden sobre la vergencia oeste del sistema de fallas. La faja oriental presenta suaves estructuras anticlinales asociadas a la leve inversión de depocentros extensionales triásicos-jurásicos, son estructuras de doble vergencia que disminuyen su grado de inversión hacia el sur y se caracterizan por el adelgazamiento y *onlap* de las secuencias sedimentarias cretácicas, señalando el borde oriental de la cuenca. Estos mismos autores interpretan que el basamento está involucrado en la deformación a partir de dos mecanismos principales: generación de corrimientos andinos de bajo ángulo y reactivación e inversión de fallas triásico-jurásicas de alto ángulo. Los primeros de rumbo norte - sur a nor-noreste y las segundas, de rumbo predominante nor-noroeste a noroeste. De acuerdo a esta división, la zona de estudio se encuentra en la faja occidental del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe.

Según Kozlowski et al. (1993), en el arroyo Pehuenche y en las cabeceras del río Barrancas la estructura está dominada por pliegues de orientación norte - sur, que llegan a ser isoclinales e involucran una columna sedimentaria que supera los 2.000 m de espesor desde la Formación Tordillo hasta la Formación Huitrín. La Formación Tordillo suele reconocerse en el núcleo de algunos de los anticlinales presentes en esta zona, como ocurre en el anticlinal de Cochicó y en el anticlinal sobre el cual se relevó el perfil sedimentario de este estudio (Fig. 2.18). El nivel de despegue estaría ubicado en el techo de la Formación Auquilco (Kozlowski et al. 1993, Fig. 2.17). La participación del Grupo Choiyoi se produciría en el Paso Pehuenche, próximo al límite internacional. Hacia el este de la zona de estudio, se desarrolla el anticlinal de Las Loicas, donde llega a aflorar la Formación Auquilco en su núcleo.

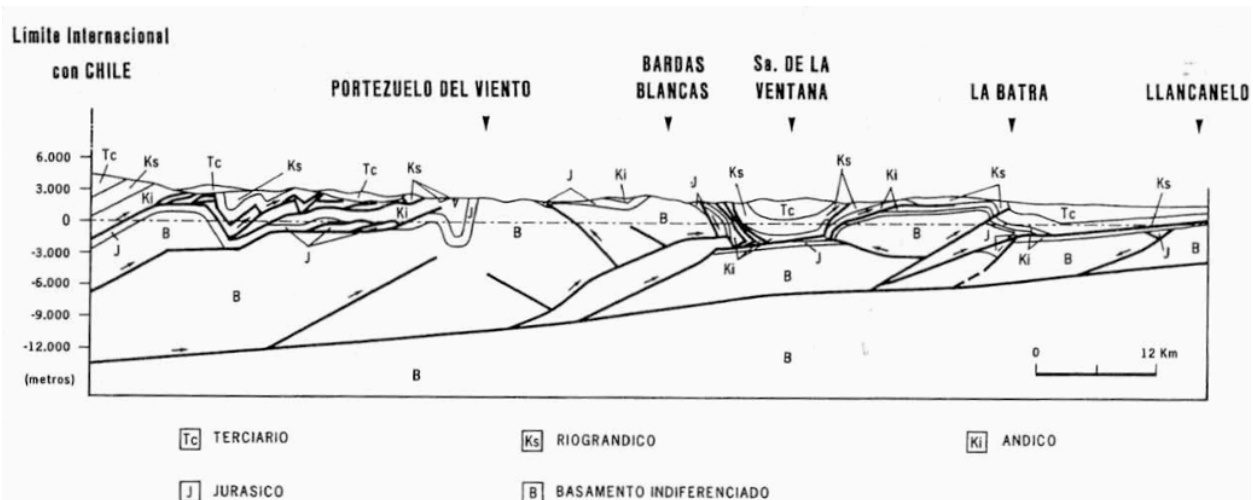


Figura 2.17. Corte estructural tomado de Kozlowski et al. (1993) según Manceda. La zona de estudio se ubica entre el límite con Chile y Portezuelo del Viento, zona donde los autores indican el desarrollo de un sector de faja plegada y corrida de piel fina.

El perfil relevado en este estudio se llevó a cabo sobre el flanco oriental de un anticlinal con desarrollo noroeste-sureste. En el núcleo del mismo se reconoce a la Formación Tordillo y hacia sus flancos, las formaciones Vaca Muerta, Agrio, Huitrín y Rayoso. Las inclinaciones son elevadas, en algunos sectores los bancos se presentan de forma vertical. En la zona relevada se midieron inclinaciones superiores a los 70° hacia el noreste. A su vez, se reconoce una falla inversa con un rechazo del orden de pocas decenas de metros afectando a la Formación Agrio (Fig. 2.19).



Figura 2.18. Flanco oriental del anticlinal de la zona de estudio, vista hacia el noroeste. En blanco se indican niveles guía con grandes inclinaciones hacia el noreste, en negro, los pases formacionales. No se logra observar el flanco occidental debido a la gran escala del pliegue.

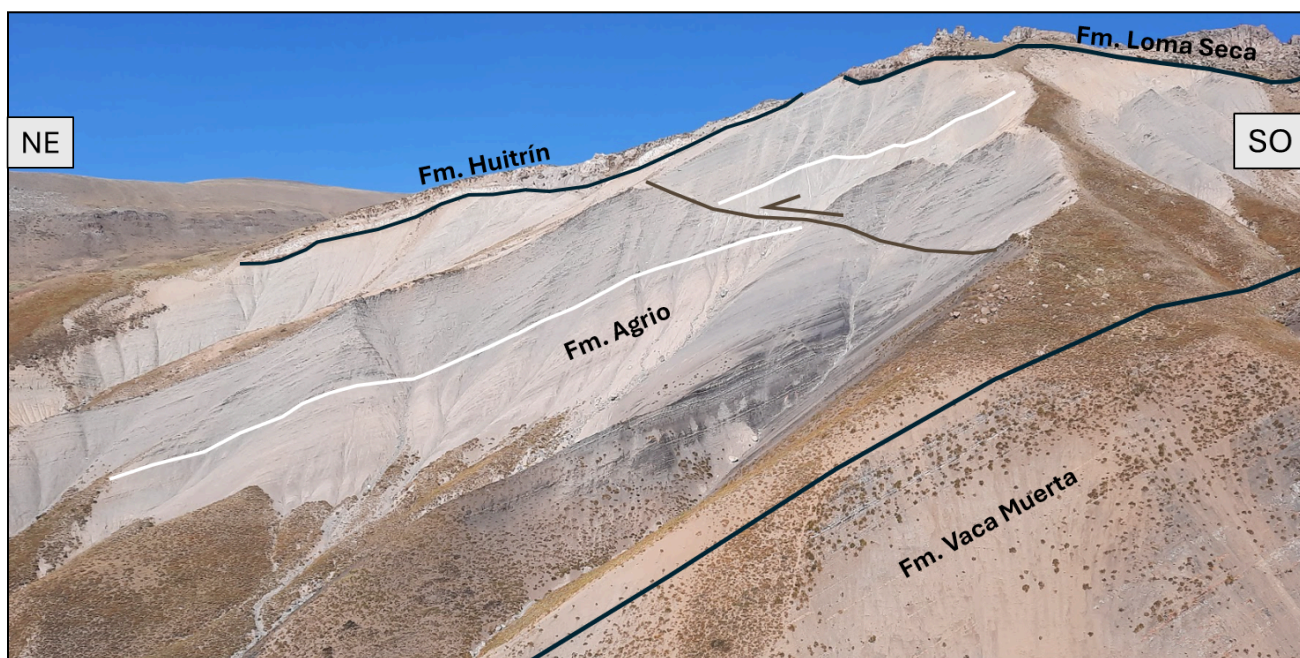


Figura 2.19. Flanco oriental del anticlinal de la zona de estudio, vista hacia el sureste. Falla inversa afectando a la Formación Agrio en la zona de estudio. En blanco se indica un nivel guía.

Capítulo 3 - Análisis sedimentológico

3.1 - Introducción

Durante el Tithoniano temprano al Valanginiano temprano, la cuenca Neuquina se encontraba parcialmente cerrada, limitada al oeste por un arco de islas volcánicas, que permitía una conexión intermitente con el océano Paleopacífico (Legarreta y Uliana 1991). En este contexto se desarrollaron en la cuenca ambientes marinos carbonáticos y mixtos de baja energía que llegaron a alcanzar al menos 200 m de profundidad de agua en sus sectores más profundos (Mitchum y Uliana 1995, Kietzmann et al. 2014a, Minisini et al. 2020).

Los ambientes carbonáticos se encuentran fuertemente ligados a los factores ecológicos y biológicos actuantes, así como también, a las condiciones hidrodinámicas del medio y a la topografía o rasgos estructurales previos. El conjunto de estos factores determina el tipo de ambiente carbonático resultante y su geometría. En el caso de la Formación Vaca Muerta, el ambiente carbonático en el que se habría desarrollado sería el de una rampa carbonática homoclinal en el sector oriental y distalmente profundizada hacia el oeste (Kietzmann y Vennari 2013, Kietzmann et al. 2014, Fig. 3.1), en donde la tasa de producción de carbonatos sería compensada por la exportación de los mismos hacia las zonas más distales debido a la acción del oleaje y las mareas, siguiendo el modelo de Pomar (2001). Si bien la posición latitudinal tropical a subtropical de la cuenca habría sido favorable para el desarrollo de un ambiente de plataforma, el exceso de nutrientes aportado por el arco volcánico no habría permitido el desarrollo de organismos constructores de arrecifes propios de ese tipo de ambientes.

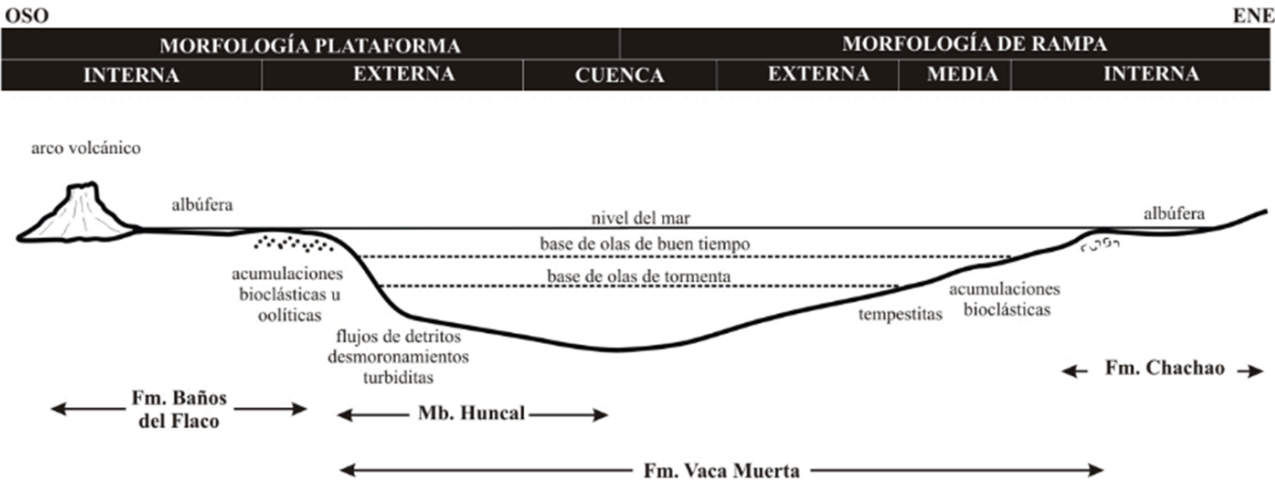


Figura 3.1. Perfil esquemático del ambiente depositacional Chachao- Vaca Muerta en el sector surmendocino (tomado de Kietzmann y Vennari 2013).

La sección relevada de la Formación Vaca Muerta en el área del arroyo Pehuenche presenta un espesor total de 480 m. En su base se reconoce un nivel microbiano de 10 cm de espesor (Fig. 3.10) y algunos niveles de packstones intraclásticos con laminación horizontal con espesores de 5 a 50 cm. Por encima de ellos se desarrolla una potente alternancia de 70 m de espesor de niveles margosos con variable contenido de carbonato, con espesores de 10 cm a 1.6 m y numerosos bancos de tobas intercalados, algunos de ellos con estructuras de deformación sinsedimentaria y laminaciones ondulíticas con

direcciones de paleocorrientes hacia el este en algunos casos y, en otros, hacia el oeste. El espesor de las tobas ronda los 2 a 20 cm. También se reconocen numerosos niveles finos de *beefs* de calcita y aislados niveles de concreciones, que en algunos casos alcanzan los 40 cm de espesor. Hacia el sector superior de este gran intervalo margoso comienza a aumentar la participación de *packstones* intraclásticos con laminación horizontal y con un aumento en el contenido bioclástico, reconociéndose bancos que superan los 100 cm de espesor. A lo largo de este primer gran intervalo se reconoce la presencia de bioclastos, conformados por bivalvos, amonites, ostras, escamas de peces, vértebras de ictiosaurios, entre otros, principalmente asociados a los *packstones* intraclásticos. A su vez, los bancos tobáceos suelen presentar bioturbados.

Por encima se desarrollan otros dos intervalos de varias decenas de metros de espesor con características muy similares, comenzando con alternancia de niveles margosos con variable contenido de carbonatos y terminando con un aumento progresivo en la participación de *packstones* intraclásticos bioclásticos. Junto con el primer intervalo margoso se alcanza un espesor total de 220 m aproximadamente.

A partir de este nivel y hacia el techo de la formación comienza a aumentar considerablemente el contenido de carbonato, reconociéndose bancos de 10 cm hasta 7 m de *wackestones* radiolaríticos con laminación horizontal y *packstones* radiolaríticos, peloidales y/o intraclásticos de hasta 70 cm de espesor. Intercalando con los mismos se reconocen bancos margosos con abundante contenido de carbonato de 15 cm hasta 2.5 m de espesor y bancos de dolomías de hasta 60 cm de espesor. En este sector se reconocen intervalos muy lajados, con deformación interna y muy poco contenido fósil.

Hacia los términos superiores de la sección comienzan a desarrollarse con mayor frecuencia bancos de *packstones* y *grainstones* peloidales bioclásticos de hasta 40 cm de espesor, intercalados con niveles margosos con alto contenido de carbonato de hasta 2 m de espesor. En este sector aumenta considerablemente el contenido bioclástico de los *packstones*, reconociéndose también niveles de *floatstones* y *rudstones* bioclásticos masivos de hasta 45 cm de espesor. Por encima se reconoce un nuevo aumento en el contenido margoso de la sucesión, interpretada ya como la sección basal de la Formación Agrio.

El reconocimiento en el campo de las distintas biozonas de amonites permitió ubicar temporalmente a la sección relevada. La primer biozona identificada fue *Virgatosphinctes andensis* correspondiente al Tithoniano inferior, mientras que en el sector superior de la sección se reconoció la Biozona de *Lissonia riveroi* correspondiente al Valanginiano inferior (Fig. 3.2. Kietzmann com. pers.).

El objetivo de este capítulo es caracterizar el ambiente sedimentario y su dinámica depositacional a partir del análisis de sus facies. Para ello se analizaron las características macro- y mesoscópicas durante el trabajo de campo y también las características microscópicas a partir de cortes petrográficos. De esta forma se lograron definir 6 microfacies y 9 litofacies que fueron agrupadas en 3 asociaciones de facies conformando un ambiente sedimentario de rampa carbonática.

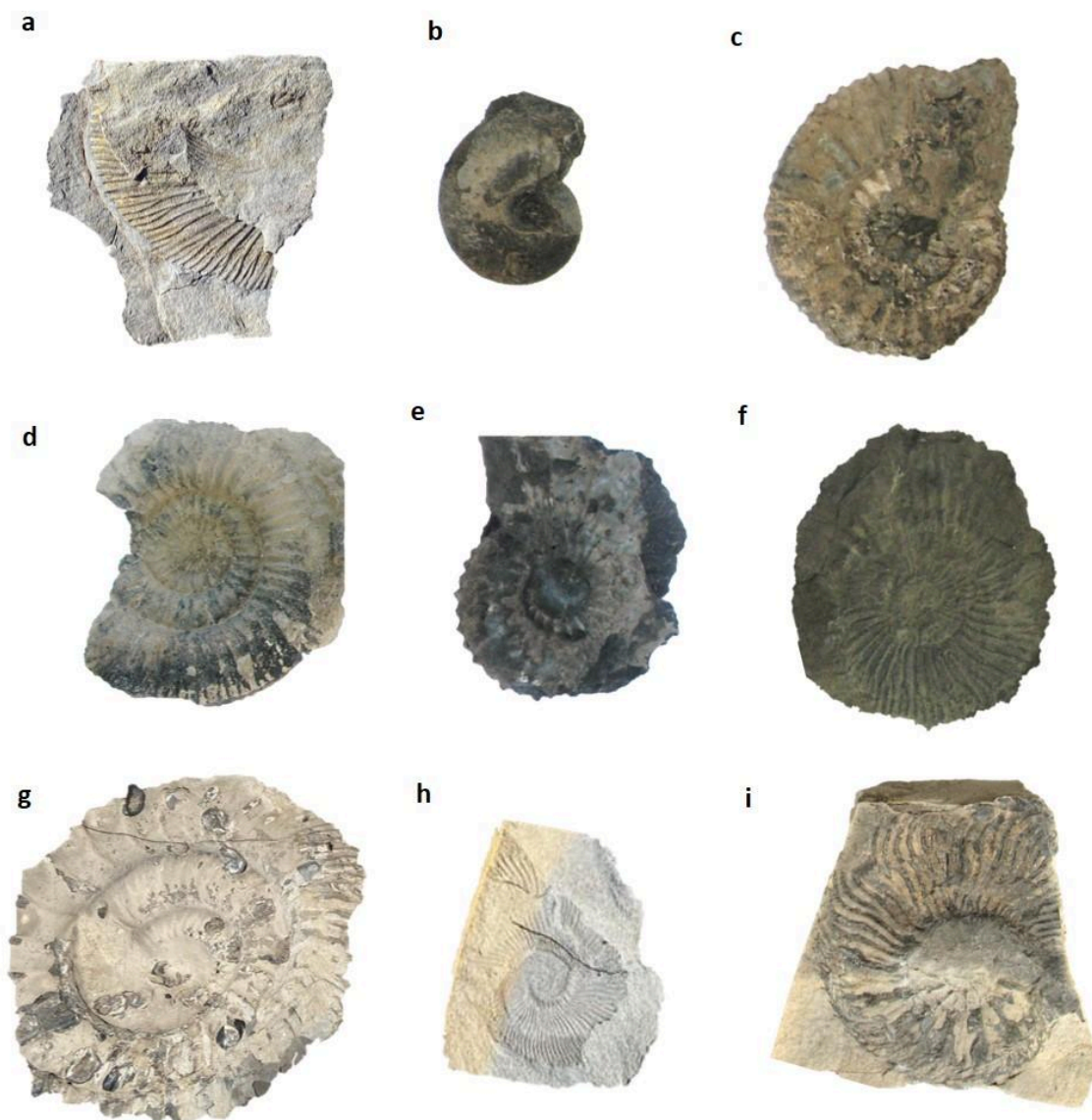


Figura 3.2. Amonites reconocidos en la sección del arroyo Pehuenche: a) *Virgatosphinctes densiplicatus rotundus* Spath, Zona de *Virgatosphinctes andesensis*, Tithoniano inferior; b) *Pseudolissoceras zitteli* (Burckhardt), Zona de *Pseudolissoceras zitteli*, Tithoniano inferior; c) *Subdichotomoceras?* sp., Zona de *Windhausenicerias internispinosum*, Tithoniano superior bajo; d) *Catutosphinctes rafaeli* Zeiss y Leanza, Zona de *Windhausenicerias internispinosum*; e) *Corongoceras lotenoense* Spath, Zona de *Corongoceras alternans*, Tithoniano superior alto; f) *Substeueroceras* sp., Zona de *Substeueroceras koeneni*, Tithoniano superior alto; g) *Argentiniceras* sp., Zona de *Argenitniceras noduliferum*, Berriasiano inferior; h) *Neocomites wichamni* Leanza, Zona de *Neocomites wichamni*, Valanginiano inferior bajo; i) *Lissonia riveroi* (Lisson), Zona de *Lissonia riveroi*, Valanginiano inferior bajo.

En el sector surmendocino de la cuenca se han realizado distintos estudios estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Vaca Muerta. Entre ellos se destacan los trabajos de Kietzmann (2011), Kietzmann y Palma (2011), y Kietzmann et al. (2008, 2011b, 2014a, 2015, 2020a,b, 2021a,b),

que aportaron avances en el modelo estratigráfico secuencial, la sedimentología y la cicloestratigrafía de esta formación. En cuanto al ambiente depositacional, se la relaciona con una rampa carbonática homoclinal en la que dominan facies de rampa externa en el este de la cuenca y una rampa distalmente empinada con ambientes de talud que se desarrolla en el sector oeste de la cuenca (Kietzmann et al. 2014).

3.2 - Microfacies

Para definir las microfacies se analizaron y describieron 70 láminas delgadas bajo microscopio óptico. El análisis se basó en identificar la textura, los componentes principales, el material ligante, el tamaño y porcentaje de los mismos dentro de la muestra. Se lograron identificar 6 microfacies.

M-1: *Bindstone* microbiano

La microfacies M-1 se caracteriza por un bandeamiento conformado por láminas irregulares sub-horizontales de calcita cripto- a microcristalina de color blanquecino (microesparita) y otras de color oscuro conformadas por intraclastos de micrita, matriz micrítica y restos de materia orgánica. Las primeras presentan espesores que alcanzan los 400 μm , mientras que las segundas no superan los 100 μm (Fig. 3.3). Dentro de estos dos tipos de láminas se reconocen de forma aislada restos de valvas de ostras, radiolarios reemplazados por calcita y escamas de peces (Fig. 3.4). Ocasionalmente se reconocen láminas aisladas con un gran contenido de radiolarios reemplazados por calcita y vidrio alterado a arcilla. Los radiolarios presentan tamaños que rondan entre los 250 y 350 μm . También se reconocen algunas lentes de coloración clara debido al gran contenido de placas de microcrinoideos del género *Saccocoma*. A su vez, se reconocen agregados framboidales de pirita y estilolitas rellenas por impurezas y óxidos.

Interpretación

Las láminas de calcita cripto- a microcristalina son el resultado de la precipitación de carbonato inducida por la actividad microbiana durante momentos de baja tasa de sedimentación (Dupraz et al. 2009), generalmente asociados a superficies de inundación y cortejos transgresivos (Kietzmann et al. 2014a, 2016). Las láminas más finas de intraclastos de micrita junto con los restos de materia orgánica, ostras, radiolarios, huesos de peces, placas de *Saccocoma* y vidrio alterado a arcilla estarían asociados a sedimentaciones episódicas, como corrientes de turbidez o flujos generados durante tormentas (Kietzmann et al. 2021b), posteriormente entrampados por la mata microbiana. El bandeamiento se genera por la alternancia de estos procesos. Debido a que las láminas de calcita cripto- a microcristalina son más espesas que las de intraclastos de micrita, se interpreta que el aporte sedimentario es lo suficientemente bajo como para que domine la proliferación de la mata microbiana.

Debido a la presencia de zonas de coloración castaña principalmente dentro de las láminas micríticas, se infiere la presencia de materia orgánica, lo que indica una alta productividad o buena preservación y la ausencia de organismos que la consuman (Kietzmann et al. 2020b). Según Kietzmann et al. (2021b), esta microfacies se habría desarrollado en un ambiente marino restringido subóxico, por debajo del nivel de olas de tormenta.

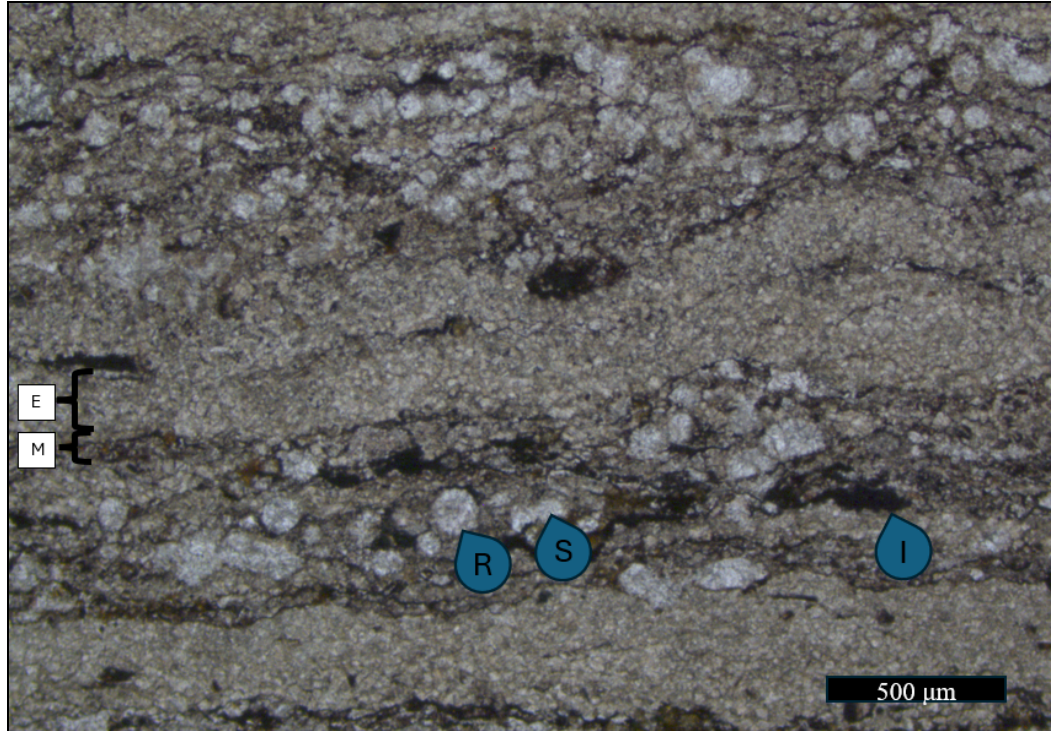


Figura 3.3. Microfacies M-1: *Bindstone* microbiano. Se observan las láminas de micrita (M) y de cripto- a microesparita (E), intraclastos de micrita (I), radiolarios (R) y placas se *Saccocoma* (S).

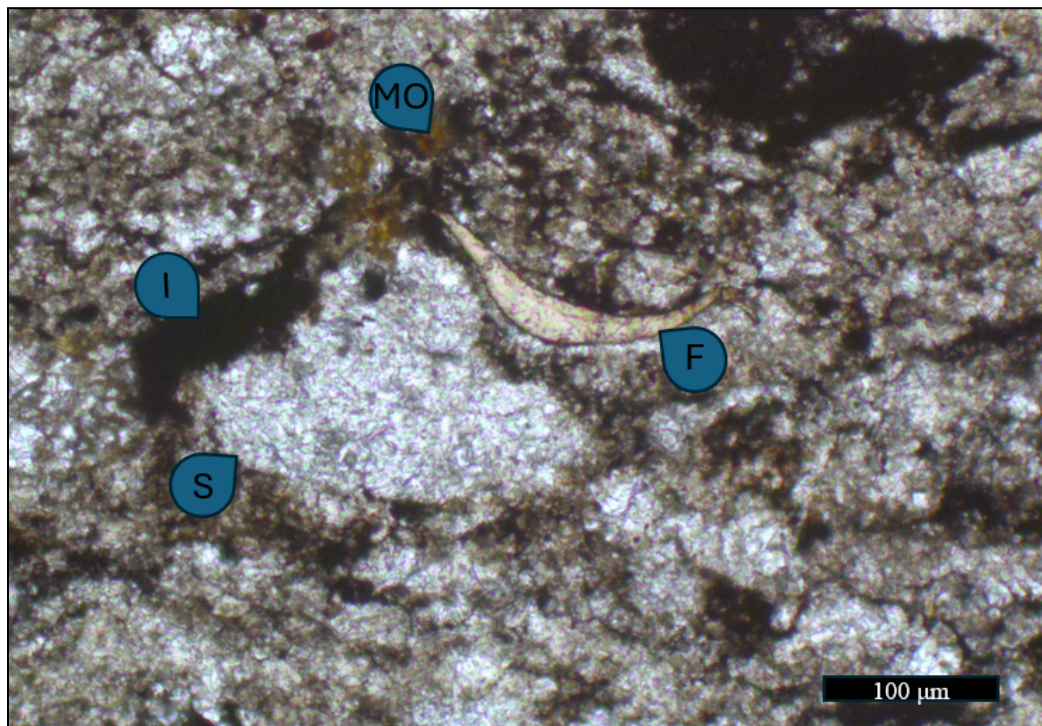


Figura 3.4. Microfacies M-1: *Bindstone* microbiano. Se observan placas de *Saccocoma* (S), restos óseos de peces (F), intraclastos de micrita (I) y restos de materia orgánica (MO).

M-2: *Packstone/grainstone peloidal*

La microfacies M-2 está dominada por partículas peloidales de color castaño claro, de forma subesférica y tamaños que rondan entre 50 y 200 μm . Las mismas pueden presentarse deformadas, dificultando su diferenciación con la matriz. En menor proporción, se reconoce la presencia de bioclastos, dominados por radiolarios nasseláridos y espumelláridos y, de forma subordinada, bivalvos desarticulados, foraminíferos, gastrópodos y restos de amonites (Fig. 3.5 A-D). En algunos casos, estos bioclastos se encuentran rellenos por los mismos peloides o por cristales de pirita. Se reconocen también, en baja proporción, líticos volcánicos e intraclastos de color castaño claro. La disposición de estas partículas es caótica. El material ligante está conformado por cemento esparítico y micrita, representando alrededor de un 15% del total de las muestras. También se identificaron algunos niveles tobáceos intercalados.

Hacia el sector superior de la sección relevada se reconoce un aumento en el tamaño de las partículas peloidales, superando los 500 μm , lo que permite reconocer su estructura interna (Fig. 3.6 B). A su vez aumenta el contenido bioclástico, reconociéndose placas de equinodermos (Fig. 3.6 C), espículas de esponjas, restos de bivalvos, radiolarios y líticos volcánicos como cristales de cuarzo y plagioclasa (Fig. 3.6 A).

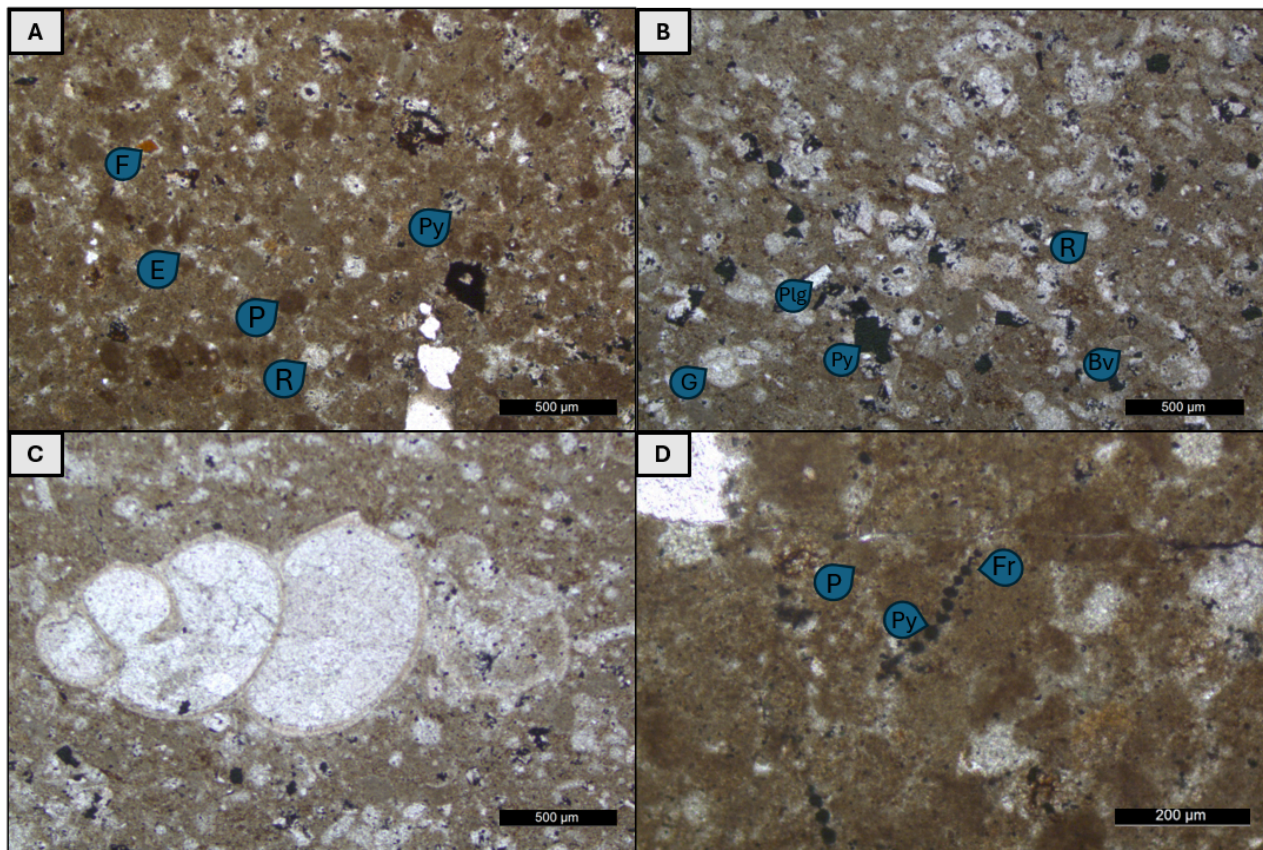


Figura 3.5. Microfacies M-2. *Packstone/grainstone peloidal*. A: Se observan partículas peloidales (P) ligadas por cemento esparítico (E), radiolarios (R), restos fosfáticos/esqueletales (F) y pirita (Py). B: También se reconocen bivalvos (Bv), gastrópodos (G) y cristales de plagioclasa (Plg). C: gastrópodo relleno por cemento esparítico. D: foraminíferos (Fr) reemplazados por pirita (Py).

Interpretación

La forma subesférica de las partículas peloidales y la disposición caótica de las partículas bioclásticas indican que esta microfacies se habría formado como producto del retrabajo del fondo marino por corrientes tractivas como corrientes de retorno durante eventos de tormentas (Kietzmann et al. 2014) o transporte en masa (Kietzmann et al. 2020b). Las acumulaciones peloidales se formarían por el retrabajo de las galerías construidas por crustáceos en zonas oxigenadas (Kietzmann y Palma 2011, Kietzmann et al. 2014a).

Los depósitos conformados por partículas peloidales de menor tamaño y menor contenido de bioclastos podrían interpretarse como tempestitas distales, mientras que los depósitos conformados por partículas peloidales más grandes y de mayor contenido bioclástico podrían interpretarse como tempestitas proximales.

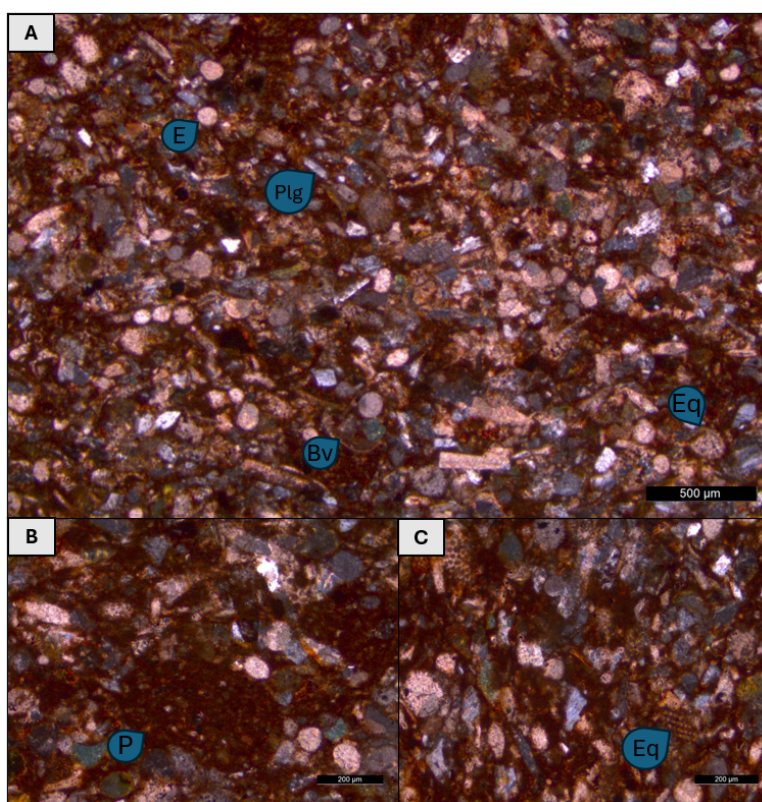


Figura 3.6. Microfacies M-2. *Packstone/grainstone* peloidal. A: se reconocen espículas de esponja (E), restos de bivalves (Bv) y líticos volcánicos como cristales de cuarzo y plagioclase (Plg). B: detalle de las partículas peloidales (P). C: detalle de placas de equinodermos (Eq).

M-3: *Packstone* intraclástico

La microfacies M-3 está conformada principalmente por intraclastos de micrita de color negro y castaño oscuro a claro, placas de microcrinoideos del género *Saccocoma* y radiolarios reemplazados por calcita (Fig. 3.7). En su conjunto estos suelen conformar alrededor del 90% del total de los componentes, mientras que el 10% restante está conformado por una matriz micrítica y otros componentes subordinados. El porcentaje de intraclastos varía entre un 35% - 50%, el de placas de *Saccocoma*, entre

25% - 50% y el de radiolarios, entre 5% - 25%. De forma subordinada, se reconocen cristales de plagioclasa reemplazados por calcita y terrígenos (< 10%). También se encuentran restos de bivalvos, que en algunos casos se presentan articulados, ostras, restos esqueléticos fosfáticos con formas irregulares y agregados framboidales de pirita, ocasionalmente alterada a hematita (< 5%). Estas partículas se encuentran generalmente dispuestas de forma caótica, aunque también puede reconocerse una laminación horizontal en algunos casos. El material ligante (alrededor del 5%) está conformado por una matriz micrítica de coloración castaña clara, que en algunos sectores contiene materia orgánica preservada.

Los intraclastos son de color negro y castaño oscuro a claro, con buena a moderada selección y tamaños que pueden alcanzar los 200 µm. Los mismos son de naturaleza arcillosa a micrítica, con formas elongadas y contornos subangulares a angulares. Se los suele reconocer deformados, rellenando el espacio interparticular. En algunos casos pueden presentarse orientados con su eje principal dispuesto paralelo a la laminación.

Las placas de *Saccocoma* se reconocen de forma desarticulada y alcanzan tamaños de hasta 250 µm. Los radiolarios son de tipo espumelláridos y nasselláridos y se encuentran reemplazados por calcita, por lo que se dificulta reconocer su estructura interna. Los espumelláridos son los dominantes, con formas subredondeadas y tamaños que rondan entre 50 y 100 µm. Los nasselláridos, con formas proladas, presentan tamaños que alcanzan los 200 µm.

En algunos casos se reconoce un aumento considerable en el contenido de partículas terrígenas dominadas por cristales subhedrales de plagioclasa que llegan a representar hasta un 30% del total de los componentes de estas muestras. En estos casos los radiolarios se encuentran silicificados. De forma subordinada se reconocen osículos de holoturoideos. A su vez, se identifican aislados niveles tobáceos intercalados.

Interpretación

La textura grano sostén y la abundancia de intraclastos micríticos indican erosión intermitente de facies micríticas y transporte como carga de lecho por corrientes de fondo, probablemente asociado a eventos de tormentas (Kietzmann et al. 2011b, 2014a). Según Schieber y Southard (2009), la erosión de sustratos fangosos tiende a formar intraclastos que pueden ser transportados como carga de lecho por flujos de baja velocidad.

La presencia de dominante de radiolarios espumelláridos indica condiciones marinas abiertas. Las placas de microcrinoideos saccocómidos se presentan de forma abundante en la sección inferior del perfil relevado y disminuyen hacia los términos superiores del mismo. Según Kietzmann y Palma (2009b), los restos de saccocomidos se encuentran como elementos dispersos típicos de los cortejos regresivos o como concentraciones sedimentológicas asociadas a los cortejos transgresivos.

Por otro lado, la preservación de materia orgánica, restos fosfáticos esqueléticos y la ausencia de bioturbación podría asociarse con una alta productividad orgánica y rápida depositación en un ambiente de baja oxigenación (Kietzmann et al. 2020b).

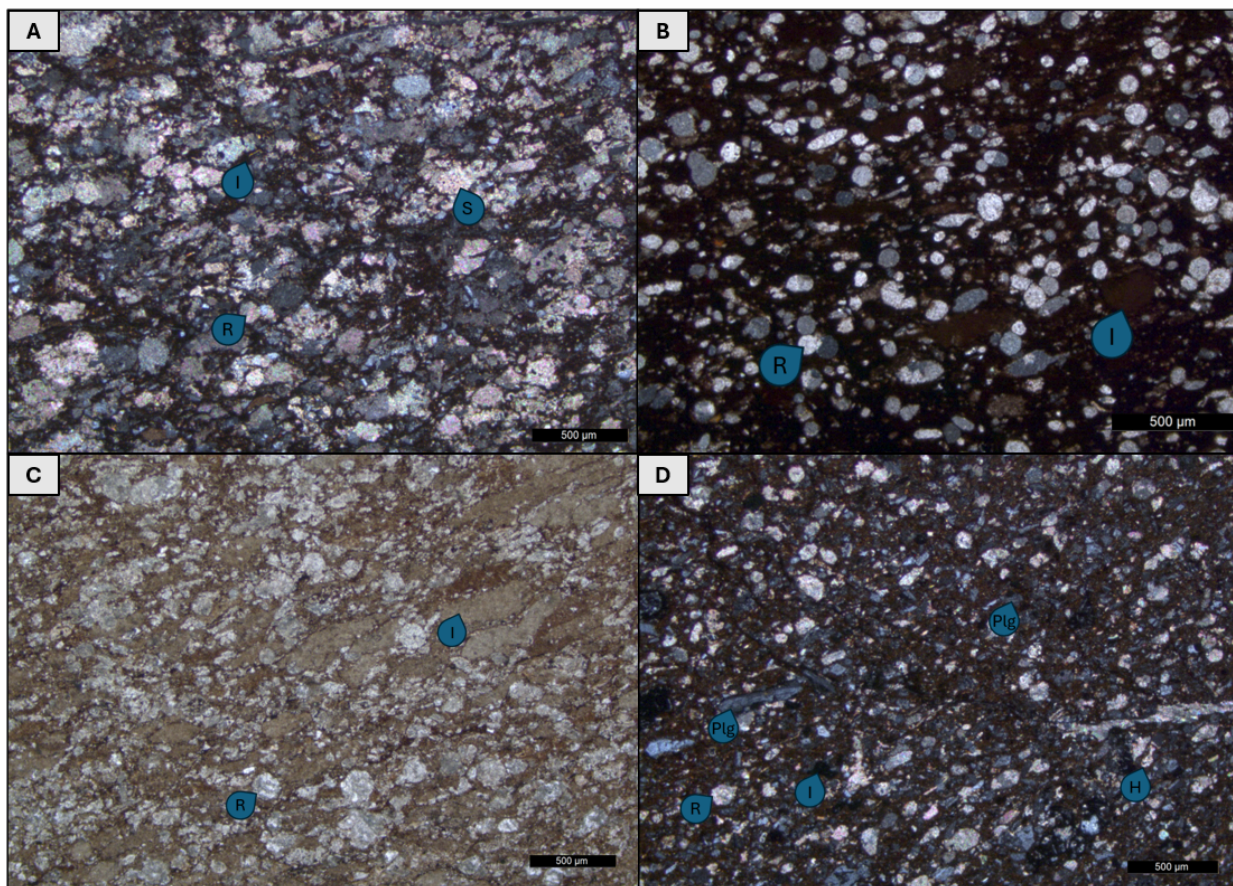


Figura 3.7. Microfacies M-3: *Packstone* intraclástico. A: Dominado por placas de *Saccocoma*. B: Dominado por intraclastos negros y castaño oscuros. C: Dominado por intraclastos castaño claros. D: Dominado por radiolarios y partículas terrígenas como cristales de plagioclasa. Referencias: placas de *Saccocoma* (S), intraclastos castaño claros y oscuros y negros (I), radiolarios (R), plagioclasa (Plg), osículos de Holoturoideos (H).

M-4: Tobas

La microfacies M-4 está conformada por abundantes trizas, fragmentos vítreos y pumíceos y cristales ehedrales a subhedrales de plagioclasa inmersos en un mosaico de cemento poikilotópico de calcita cristalina, con cristales que pueden alcanzar hasta 1 mm (Fig. 3.8). De forma subordinada se reconocen intraclastos de micrita, restos de bivalvos y otras partículas bioclásticas. En algunos casos se presentan masivas, mientras que en otros, se reconoce laminación horizontal, formada por la alternancia de láminas finas dominadas por intraclastos de micrita, con un pequeño porcentaje de matriz micrítica, que no superan 1 mm de espesor y láminas más gruesas dominadas por cristales de plagioclasa y vidrio alterado a arcillas, que pueden alcanzar hasta 3 mm de espesor. Estos componentes se encuentran parcialmente reemplazados por calcita. A su vez, en algunos casos se reconocen bases erosivas y la presencia subordinada de pirita dispersa.

Interpretación

Las tobas masivas a laminadas pueden interpretarse como depósitos primarios generados por decantación desde la superficie del agua. Sin embargo, la presencia de bases erosivas, intraclastos de

micrita y bioclastos indican el retrabajo de estos depósitos de caída piroclástica (Whitham 1993, Doronzo y Dellino 2010), probablemente por los mismos flujos de fondo que conforman el resto de las microfacies ya descritas. Los pliegues por deformación sinsedimentaria (ver litofacies 4) se habrían generado por deslizamientos gravitacionales.

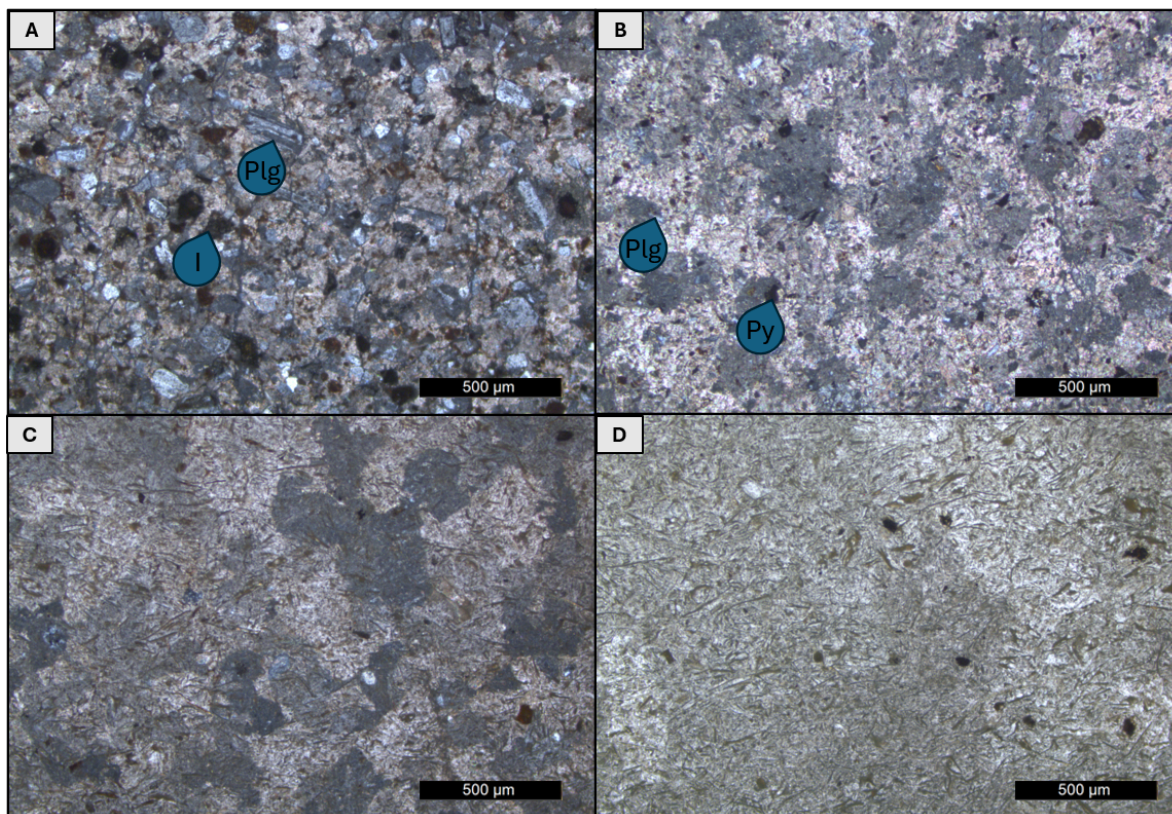


Figura 3.8. Microfacies M-4: Tobas. A: toba con gran contenido de cristales de plagioclasa e intraclastos. B: toba con cemento poikilotópico, cristales de plagioclasa y pirita. C: toba con cemento poikilotópico. D: toba con trizas. Referencias: plagioclasa (Plg), intraclastos (I), pirita (Py).

M-5: *Wackestone* radiolarítico

La microfacies M-5 se compone de radiolarios, intraclastos, bivalvos desarticulados y terrígenos (20 - 30 %) dispuestos en una matriz micrítica de color castaño (70 - 80%) que puede presentarse recrystalizada parcialmente a microesparita. La disposición de estas partículas es caótica (Fig. 3.9).

Los radiolarios son de tipo nasselláridos y espumelláridos, se encuentran reemplazados por calcita y su tamaño no supera los 250 µm. Los bivalvos aparecen fragmentados y desarticulados. De forma subordinada pueden reconocerse espículas de esponja, intraclastos castaños y negros y materia orgánica (<10%). La fracción terrígena (<10%) se compone de líticos volcánicos conformados por cuarzo y plagioclasa.

Interpretación

Esta microfacies se interpreta como producto de la decantación de las partículas en suspensión en la columna de agua, desarrollada en un ambiente de baja energía, que se ve principalmente representado en la fábrica matriz sostén.

La presencia de bivalvos desarticulados, espículas de esponjas e intraclastos puede asociarse a deposición por decantación, siendo estos componentes puestos en suspensión a partir de corrientes inducidas durante tormentas o eventos de alta energía (Kietzmann et al. 2020b).

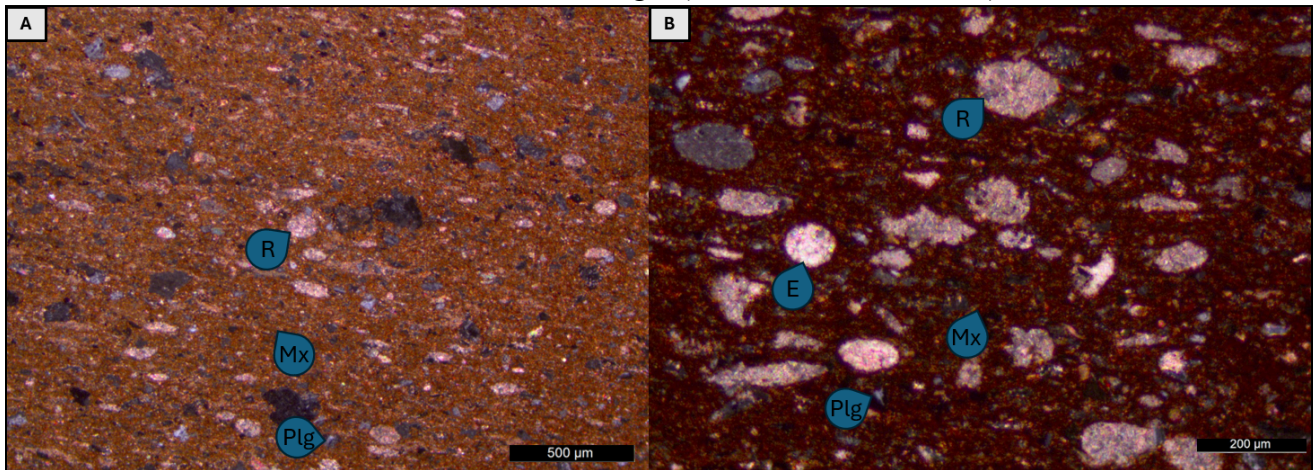


Figura 3.9. Microfacies M-5: *Wackestone* radiolarítico. Referencias: radiolarios (R), espículas (E), matriz (Mx), cristales de plagioclasa (Plg).

M-6: *Floatstone* bioclástico masivo

La microfacies M-6 está conformada por una matriz peloidal de color castaño en la que se encuentran inmersos bioclastos dispuestos caóticamente, conformados por fragmentos de ostras, serpúlidos, bivalvos, espículas de esponjas y radiolarios. También se reconocen intraclastos y líticos volcánicos conformados por plagioclasa y cuarzo (Fig. 3.10).

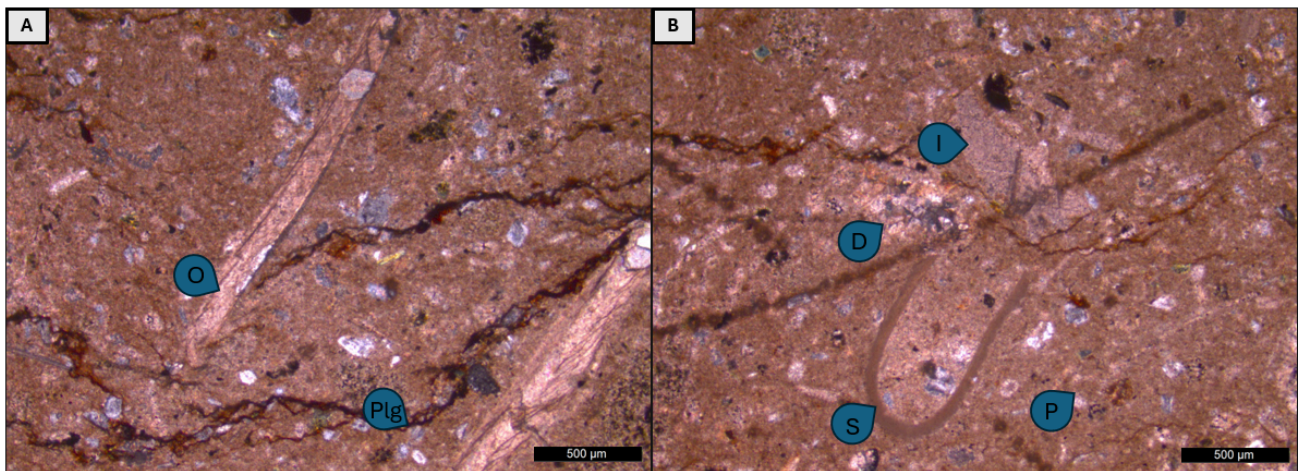


Figura 3.10. Microfacies M-6: *Floatstone* bioclástico masivo. Se reconoce una matriz peloidal (P) en la que “flotan” bioclastos conformados por ostras (O), serpúlidos (S), bivalvos, espículas de esponjas y radiolarios. También se reconocen cristales de plagioclasa (Plg) e intraclastos (I).

Los pellets que conforman la matriz no superan los 400 µm y se encuentran deformados, lo que dificulta su reconocimiento. También puede reconocerse cemento esparítico entre los pellets en algunos sectores. Por otro lado, los fragmentos de ostras suelen superar los 2 mm de largo, mientras que el resto de los bioclastos mencionados presentan tamaños menores. En algunos casos, se reconoce la presencia de cristales de dolomía reemplazando los fragmentos de ostras.

Interpretación

Esta microfacies puede interpretarse como depósitos tempestíticos proximales debido al tamaño de los bioclastos, la fragmentación de los mismos y su disposición caótica (Kietzmann et al. 2020b). La abundancia de pellets provendría de la erosión de las galerías construídas por crustáceos en sectores más someros. La presencia de organismos endobentónicos y epibentónicos es una evidencia de la alternancia en las condiciones hidrodinámicas y la energía del medio.

3.3 - Litofacies

En la siguiente sección se desarrolla una descripción e interpretación de las litofacies identificadas en el campo. El análisis se basó en la observación macro- y mesoscópica del perfil, con énfasis en las distintas litologías que lo componen, sus estructuras sedimentarias, espesores y contactos de los bancos y su contenido fósil. En la tabla 1 se detallan las litofacies definidas junto con su recurrencia en el perfil.

			Asociación de facies			
		Nombre	Código	1: Cuenca	2: Rampa externa	3: Rampa media distal
Tipo de facies	Baja energía	Bindstone microbiano laminado	Bml	S	S	-
		Marga laminada	Mgh	MR	MR	R
		Dolomía masiva o laminada	Dm/h	-	R	R
		Wackestone radiolarítico laminado	Wrh	-	MR	-
	Alta energía	Packstone intraclástico laminado	Pih	R	MR	-
		Packstone/Grainstone peloidal bioclástico masivo o laminado	G/Ppbm/h	S	MR	S
		Floatstone/Rudstone bioclástico masivo	F/Rbm	-	-	MR
Facies volcaniclásticas		Toba masiva o laminada	Tm/h	MR	R	-
		Lapilli masivo	Lm	S	S	-

Tabla 1. Litofacies identificadas en el perfil y su recurrencia en cada asociación de facies. Referencias: MR: Muy recurrente; R: Recurrente; S: Subordinada.

L-1: *Bindstone* microbiano laminado (B_ml)

Esta litofacies está conformada por bancos de caliza de color gris claro a oscuro con geometría tabular, lateralmente continuos. El espesor de los mismos ronda los 10 cm. Su estructura interna está formada por láminas delgadas de grano fino de espesores milimétricos y geometría sub-horizontal a irregular con plegamientos suaves (Fig. 3.11). Esta litofacies se asocia con la microfacies M-1 (*Bindstone* microbiano), en la cual se pueden observar con mayor detalle las láminas y sus componentes.

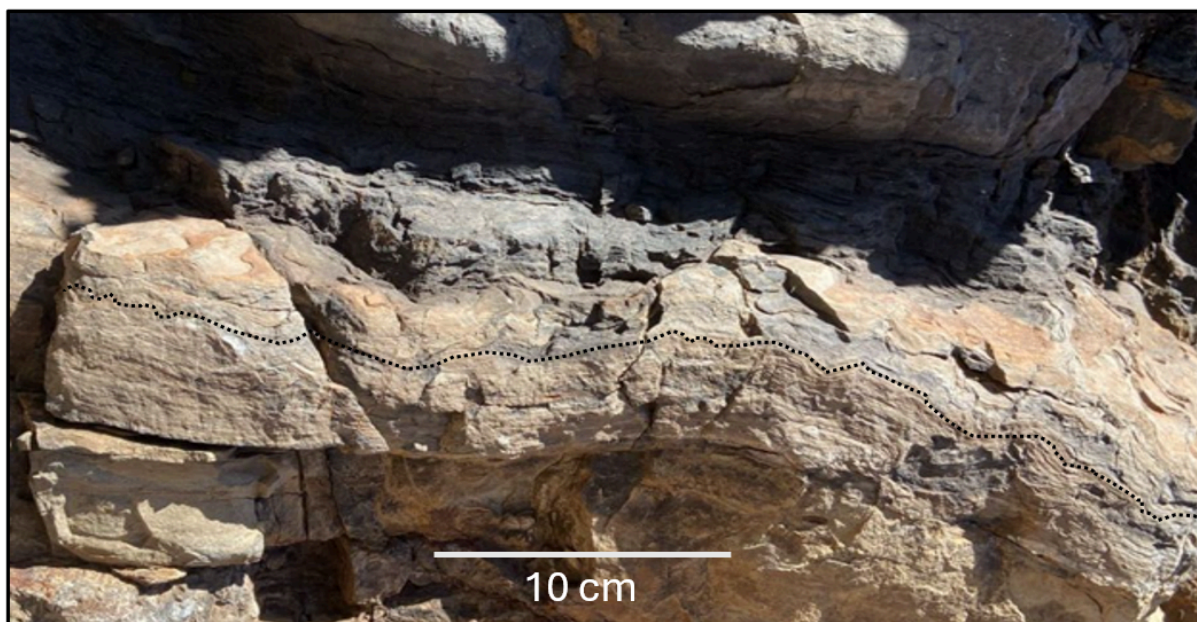


Figura 3.11. Litofacies L-1: *Bindstone* laminado (Bml). Su estructura interna está conformada por láminas delgadas (línea negra) de espesores milimétricos y geometrías sub-horizontales a irregulares.

Interpretación

Se interpreta a esta litofacies como producto de sedimentación biológicamente inducida en un ambiente marino restringido con baja tasa de sedimentación y en condiciones subóxicas, por debajo del nivel de base de olas de tormenta. La actividad de cianobacterias inducirían la precipitación de calcita que alterna con láminas de aporte sedimentario que es posteriormente entrampado por la mata microbiana (Kietzmann et al. 2021b). La alternancia de estos procesos genera la laminación característica de esta litofacies (Gerdes et al. 1991, Dupraz et al. 2009). Es importante destacar que algunos grupos de cianobacterias pueden proliferar en zonas con poca penetración de la luz, hasta profundidades de 80 m de agua y en casos de transparencia excepcional, hasta 200 m de profundidad de agua (Kremer y Kazmierczak 2005, Pacton et al. 2009).

L-2: Marga laminada (Mgh)

Esta litofacies está conformada por margas con variable contenido de carbonato, de color negro a gris oscuro y con laminación horizontal continua o irregular (Fig. 3.12 B). Es la litofacies más abundante de la sección relevada, principalmente en el sector inferior. Se presenta en bancos lateralmente continuos, con espesores de 10 cm a 1 m y contactos irregulares. Contienen partículas bioclásticas como escamas

de peces, amonites y bivalvos. Las mismas presentan distintos grados de fragmentación y desarticulación y se las encuentra dispuestas caóticamente.

Asociados a estos bancos margosos es común encontrar niveles de tobas o lapilli intercalados de menos de 10 cm de espesor que, en algunos casos, presentan laminación ondulítica con paleocorrientes hacia el este y, en otros casos, hacia el oeste (Fig. 3.12D) indicando la proveniencia de ambos márgenes de la cuenca como fue descrito en otras secciones como la del Cerro Domuyo (Kietzmann y Vennari 2013) en el norte de Neuquén, o Las Tapaderas (Kietzmann et al. 2021), ubicada a 20 km al norte de la sección estudiada. A su vez, en los primeros 15 m del perfil las margas se encuentran asociadas a pliegues generados por deformación sinsedimentaria (slumps) con vergencia este (Fig. 3.12C).

A su vez, suelen encontrarse niveles intercalados de concreciones subesféricas, paralelas a la estratificación, con variable continuidad lateral y espesores de hasta 40 cm y láminas muy finas de *beefs* de calcita, con espesores menores a 2 cm. En algunas de estas concreciones es posible reconocer una laminación horizontal, mientras que otras presentan texturas masivas. También dentro de ellas se pueden reconocer amonites y bivalvos dispuestos aleatoriamente. En torno a las concreciones se suele observar la deformación de las láminas margosas producto de la compactación diferencial (Fig. 3.13 A), indicando que las concreciones se habrían generado en una etapa diagenética temprana, previa a la compactación (e.g. Kietzmann et al. 2014a, Minisini et al. 2020).

A lo largo de la sección se reconoce una alternancia regular entre bancos margosos con mayor y menor contenido de carbonato. Las diferencias principales entre ambos se asocian al color y a la resistencia frente a la meteorización y erosión. Las margas con mayor contenido de carbonato presentan coloración gris oscura y son más resistentes por lo que resaltan frente a los bancos margosos con menor contenido de carbonato y de color negro (Fig. 3.12A). La litofacies L-2 se asocia a la microfacies M-2 (*Packstone/grainstone* peloidal).

Interpretación

Esta litofacies puede asociarse a una variedad de procesos sedimentarios. Por un lado, una parte de estas margas se interpreta como el resultado de la deposición por decantación de las partículas suspendidas en la columna de agua en un ambiente de baja energía. Esto quedaría evidenciado por la abundante laminación horizontal, la preservación de restos fósiles, el poco desarrollo de bioturbación y la presencia de numerosos niveles de concreciones, en algunos casos de gran tamaño.

Por otro lado, la presencia de bioclastos desarticulados y dispuestos caóticamente y la presencia de tobas con laminaciones ondulíticas serían el producto de corrientes tractivas de mayor energía. Estos procesos estarían asociados al retrabajo del fondo durante tormentas, que en facies distales evolucionan a corrientes de turbidez (Kietzmann et al. 2014, 2021b, Minisini et al. 2020). Asimismo, el desarrollo de corrientes de fondo daría como resultado la migración de óndulas de fango conformadas por intraclastos arcillosos o micríticos (Schieber y Southard 2009, Schieber et al. 2010), junto con otras partículas, como pellets o bioclastos. La presencia de paleocorrientes opuestas en la laminación ondulítica indicaría 2 zonas de aporte, ubicadas tanto al este como al oeste de la sección relevada. La presencia de pliegues por deformación sinsedimentaria con vergencia este estarían asociadas a deslizamientos gravitacionales provenientes desde el área de aporte oeste, sugiriendo la existencia de un talud.

La presencia de *beefs* de calcita se asocia a sobrepresión producto de la maduración de la materia orgánica y generación de hidrocarburos (Rodrigues et al. 2009). Las concreciones se habrían formado durante etapas diagenéticas tempranas en períodos de pausa en la sedimentación (e.g. Kietzmann et al. 2014a, Minisini et al. 2020). Según Ricken y Eder (1991), la descomposición de la materia orgánica presente en las margas favorece la precipitación del carbonato de calcio en ambientes diagenéticos superficiales.

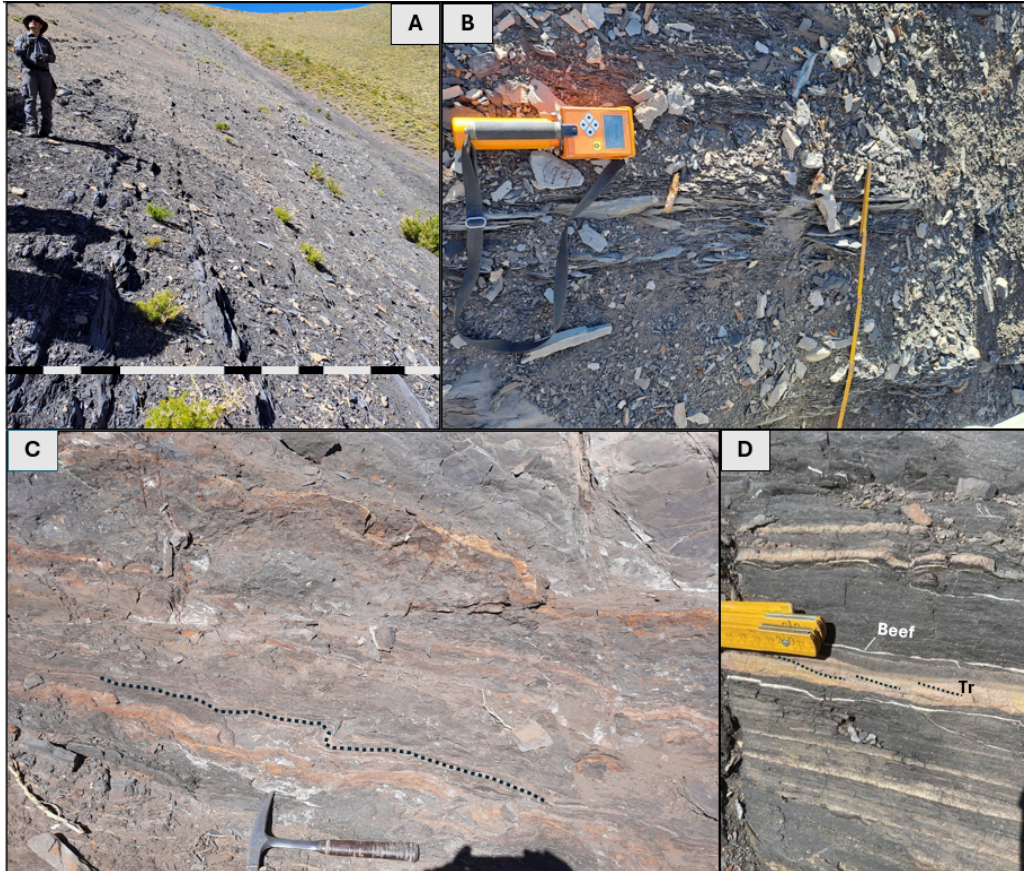


Figura 3.12. Litofacies L-2: Marga laminada. A: alternancia rítmica entre margas con mayor y menor contenido de carbonato indicadas con barras negras y blancas respectivamente. B: laminación horizontal. C: presencia de pliegues por deformación sinsedimentaria afectando a niveles tobáceos (rojizos) y margosos (grises). D: laminación ondulítica en un nivel tobáceo (Tr) intercalado con margas, *beefs* y otras tobas.

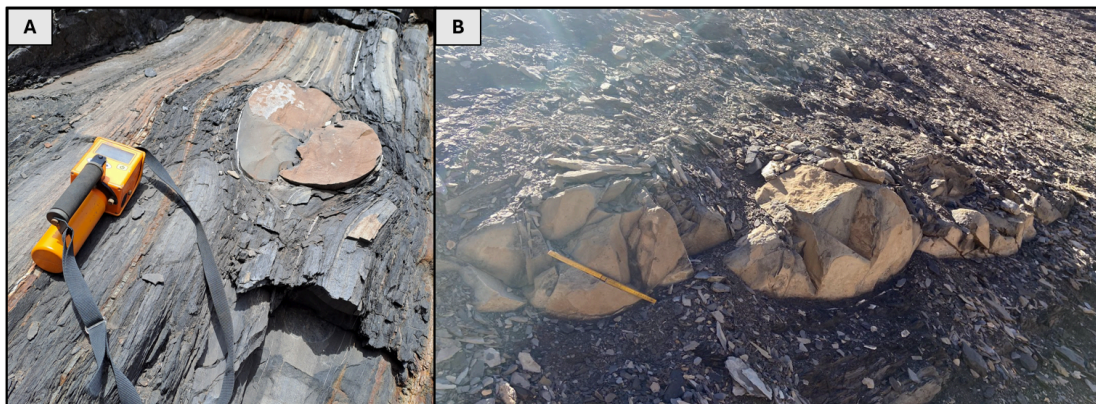


Figura 3.13. Grandes concreciones intercaladas entre intervalos margosos (Litofacies L-2). A: deformación de las láminas margosas y tobáceas por compactación diferencial frente a la concreción.

L-3: *Packstone* intraclástico laminado (P_h)

Esta litofacies está conformada por bancos de 5 cm a 1 m de espesor, de color gris claro a oscuro, con geometría tabular y bases planas. Se caracterizan por presentar laminación horizontal. Los intraclastos son de naturaleza micrítica y se presentan en tamaños de grano arena fina (ver microfacies M-3). También suelen contener bioclastos dispuestos caóticamente. Entre ellos se han reconocido bivalvos articulados y desarticulados, amonites, escamas de peces, belemnites y vértebras de ictiosaurios (Fig. 3.14 A-D). En esta litofacies se reconocieron niveles bioturbados.

Es muy común encontrar niveles tobáceos intercalados de pocos centímetros de espesor (Litofacies 4). Estas tobas suelen ser masivas o con laminación ondulítica con paleocorrientes hacia el este o hacia el oeste. La laminación ondulítica se torna evidente con la participación de material piroclástico, ya que resaltan los bancos debido a erosión diferencial y permitiendo la formación de óndulas más altas (Kietzmann et al. 2021b).

Esta litofacies se reconoce en la base de la sección relevada, culminando los grandes intervalos margosos de la sección inferior del perfil y se torna mucho más abundante hacia el sector medio y superior del mismo. Hacia las secciones superiores aumenta el contenido y el tamaño de los bioclastos. Los intraclastos también se vuelven más grandes. La litofacies L-3 se asocia a la microfacies M-3 (*Packstone* intraclástico).

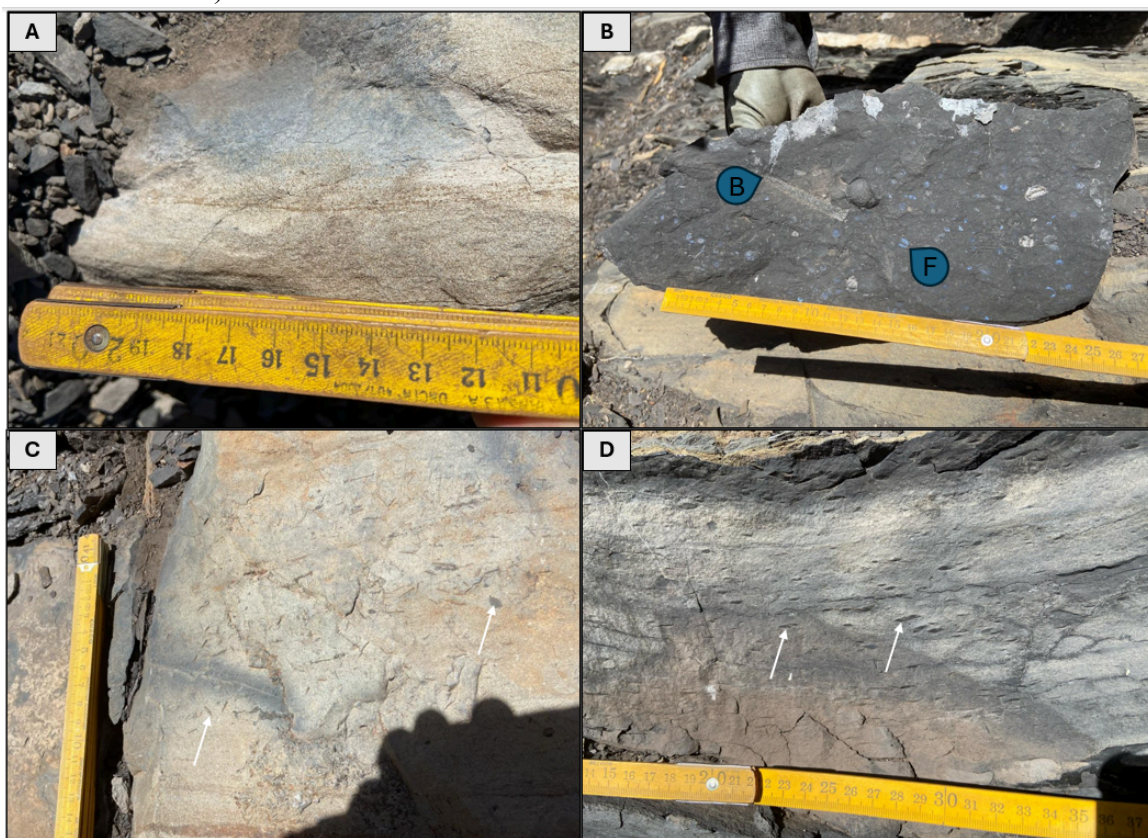


Figura 3.14. Litofacies L-3: *Packstone* intraclástico laminado. A: *Packstone* intraclástico radiolarítico. B: *Packstone* intraclástico bioclástico, con escamas de peces (F) y restos de belemnite (B). C: *Packstone* intraclástico con bivalvos desarticulados y retrabajados (flechas blancas). D: *Packstone* intraclástico con escamas de peces (flechas blancas) dispuestas paralelamente a la laminación.

Interpretación

La presencia de intraclastos micríticos indica erosión intermitente de litofacies matriz soportadas y posterior transporte como carga de lecho (Schieber y Southard 2009, Schieber et al. 2010). Esta erosión podría estar asociada a flujos generados por tormentas o a eventos turbidíticos. La laminación horizontal característica sería producto de migración de óndulas formadas por estos intraclastos micríticos o arcillosos de tamaño limo a arena fina (Kietzmann et al. 2021b). La presencia de laminación ondulítica en los bancos de tobas es otra evidencia que indica la presencia de flujos tractivos.

Las evidencias de procesos tractivos se observan también en la microfacies asociada (M-3), donde dominan las texturas grano sostén y los intraclastos. La preservación de abundantes fósiles, como por ejemplo escamas de peces (Fig. 3.14 D), indica que la depositación de esta litofacies habría ocurrido en ambientes de baja oxigenación.

L-4: Toba masiva o laminada (Tm/h)

Esta litofacies está conformada por bancos tabulares de color gris a naranja amarillento, con contactos planos, gran continuidad lateral y espesores que rondan entre los 2 a 30 cm. Su estructura es predominantemente masiva y, en algunos casos, se reconoce también laminación horizontal y ondulítica con paleocorrientes hacia el este o hacia el oeste (Fig. 3.12 D y 3.15 B). Ocasionalmente se reconocen en el techo de las tobas las marcas generadas por los calcos de carga de las litofacies margosas suprayacentes (Fig. 3.15 C). También se los suele encontrar bioturbados.

Esta litofacies es más abundante en el sector inferior de la sección relevada, donde se encuentra intercalada dentro de potentes intervalos margosos, en algunos casos formando parte de pliegues por deformación sinsedimentaria con vergencias hacia el este (Fig. 3.12 C). Estos pliegues presentan escala centimétrica. También se la suele encontrar asociada a bancos de *packstones* intraclásticos con laminación horizontal (L-3), desarrollando estructuras masivas o con laminación ondulítica.

En algunos casos se las encuentra reemplazadas por calcita, otorgándoles un color más claro y una mayor consolidación. La litofacies L-4 se asocia a la microfacies M-4 (Tobas).

Interpretación

En los casos en los que se las encuentra con estructuras masivas o con laminación horizontal podrían interpretarse como producto de depósitos primarios de caída. Sin embargo, la presencia de laminación ondulítica sugiere que estos bancos se habrían formado por el retrabajo de depósitos piroclásticos previos probablemente mediante corrientes de turbidez o flujos tempestíticos (Whitham 1993, Doronzo y Dellino 2010). En el caso de los pliegues sinsedimentarios, el origen estaría asociado a deslizamientos gravitacionales, lo que indicaría la presencia de un talud hacia el oeste.

Las tobas son menos densas que las margas debido a su alta porosidad y a la falta de compactación y coherencia, por lo que la carga del depósito margoso, de mayor densidad, provocó la formación de calcos de carga en la base de las margas y la deformación de los techos de los depósitos tobáceos (Selker 1993, Kietzmann et al. 2021b). Esa porosidad puede contener oxígeno, generando eventos cortos de

oxigenación que son aprovechados por organismos para colonizar temporalmente el sustrato. Es por esto que suelen estar bioturadas.

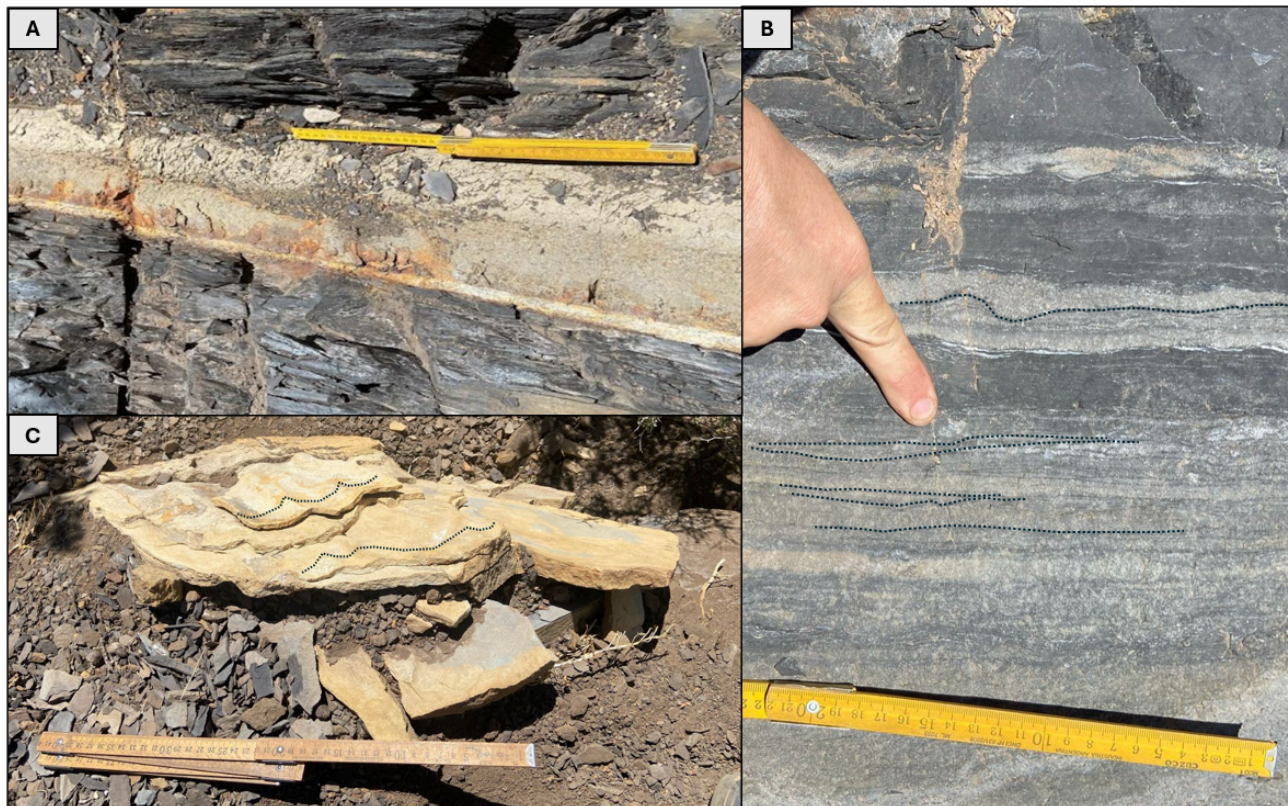


Figura 3.15. Litofacies 4: Toba masiva o laminada. A: Toba masiva. B: Niveles tobáceos intercalados con niveles margosos. Se reconocen láminas irregulares y bases erosivas producto de flujos erosivos y migración de óndulas. C: marcas de calcos de carga sobre toba masiva.

Según Kietzmann et al. (2021b), el reemplazo por calcita debería haber ocurrido previo a la compactación. En otros casos, los niveles tobáceos son alterados a arcillas (Capelli et al. 2018).

L-5: Lapilli masivo (Lm)

Esta litofacies se presenta en bancos de 8 a 40 cm de espesor, de color gris amarillento y con estructura masiva o laminada. La geometría de los mismos es tabular y con bases planas. Están compuestos por fragmentos pumíceos de tamaño arena gruesa, en algunos casos reemplazados por calcita. A lo largo del perfil relevado se reconocen pocos bancos de esta litofacies, principalmente en el sector superior del mismo.

Interpretación

Esta litofacies está asociada a la actividad volcánica en el margen occidental de la cuenca, generando depósitos piroclásticos sobre la superficie marina que posteriormente decantan hacia el fondo (Kandlbauer et al. 2013). El proceso de decantación ocurre cuando las vesículas de los fragmentos

pumíceos se rellenan con agua. Las partículas de menor tamaño se llenan de agua antes que las más grandes, por lo que se hunden primero, dando como resultado un depósito con gradación inversa (Kietzmann et al. 2021b). Luego, estos depósitos serían re TRABAJADAS por flujos turbidíticos (Whitham 1993, Kietzmann et al. 2014a), dando lugar a arreglos como los que se pueden observar en la Figura 3.16.

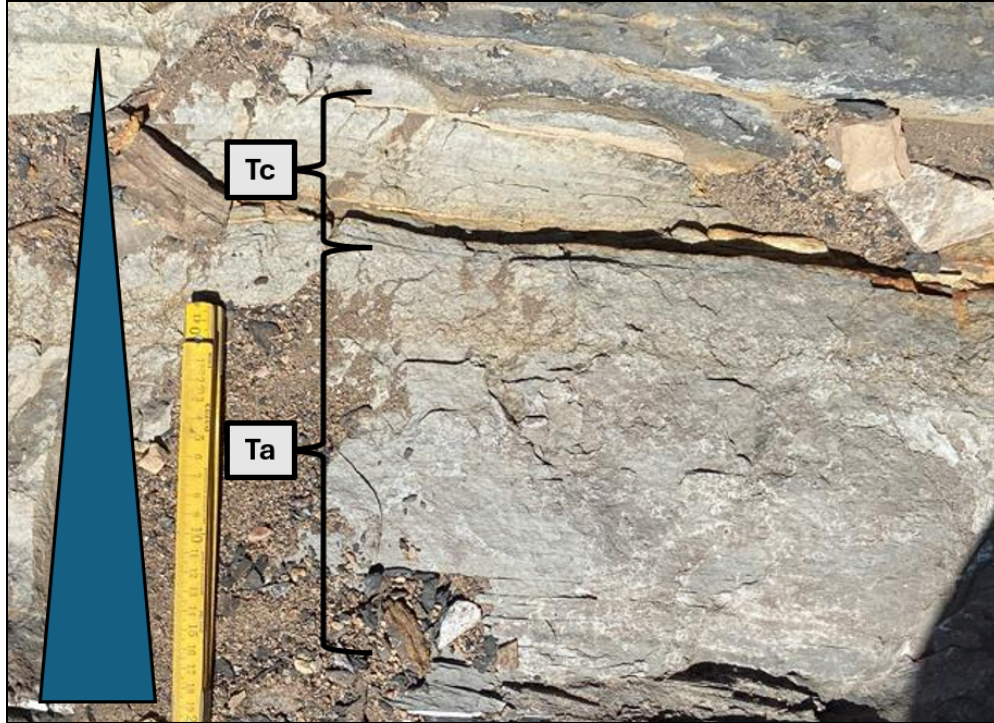


Figura 3.16. Litofacies 5: Lapilli. Se reconoce una gradación normal y un arreglo típico de los depósitos turbidíticos, con un término masivo (Ta) y culminando con laminación ondulítica de menor tamaño de grano (Tc).

L-6: Dolomía masiva o laminada (Dm/h)

Esta litofacies se presenta en bancos anaranjados de gran continuidad lateral, con contactos planos y espesores que varían entre 20 y 60 cm. La estructura dominante es masiva, aunque en algunos casos se presentan con laminación horizontal. También se han identificado algunos de ellos bioturbados por las icnofacies *Teichichnus* y *Chondrites* (Fig. 3.17 B) y formando niveles concrecionados.

Estos bancos se presentan en los tramos superiores de la sección relevada, en la zona de transición con la Formación Agrio y asociados a intervalos con abundante contenido calcáreo.

Interpretación

La dolomitización puede ocurrir por el reemplazo de los carbonatos primarios por la oxidación anaeróbica de la materia orgánica en la zona sulfato-reductora y en la metanogénesis (Scasso et al. 2017, Capelli et al. 2018).

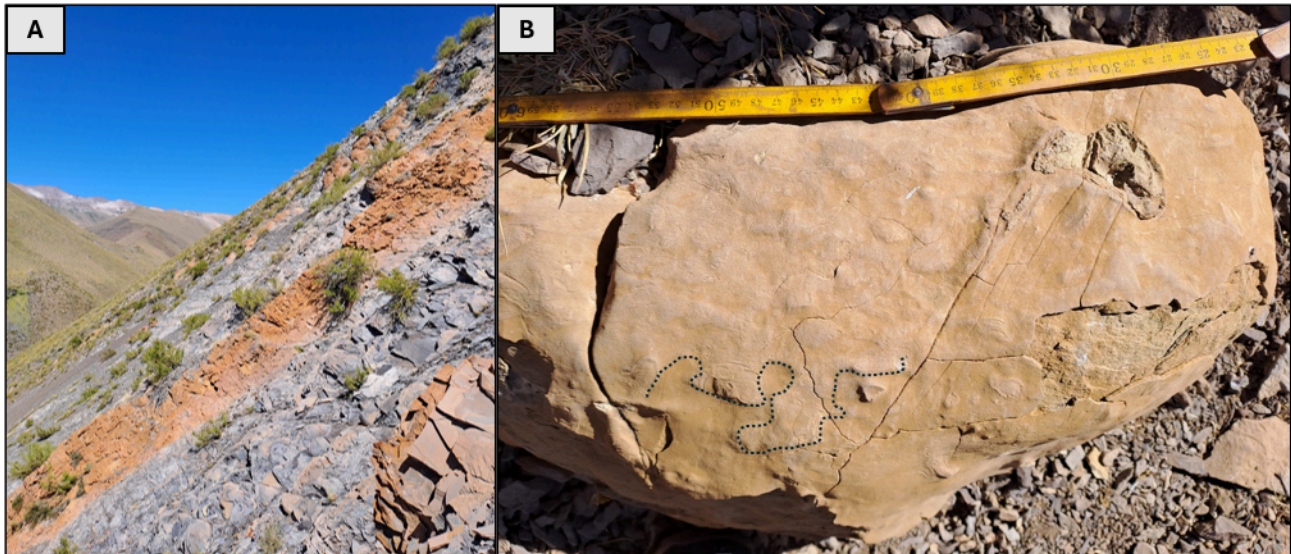


Figura 3.17. Litofacies 6: Dolomía masiva o laminada. A. Niveles dolomíticos en la sección superior del perfil relevado. B: Techo de un banco de dolomía con bioturbación de tipo *Teichichnus*?

L-7: Wackestone radiolarítico laminado (W_h)

Esta litofacies se presenta en bancos tabulares de color gris claro a oscuro, con una laminación horizontal marcada y espesores variables que en promedio rondan los 50 a 60 cm pero alcanzando valores desde 15 cm hasta 1.8 m. Contiene una proporción variable de radiolarios reemplazados por calcita y, en menor proporción, bivalvos desarticulados y amonites (Fig. 3.18).

Esta litofacies se presenta en el tramo medio a superior de la sección relevada, asociada a un intervalo de aproximadamente 50 m de espesor con gran contenido calcáreo. La litofacies L-7 se asocia a la microfacies M-5.

Interpretación

Esta litofacies es el resultado de un conjunto de procesos sedimentarios que incluyen deposición por decantación de organismos planctónicos como los radiolarios y decantación de material de grano fino en un ambiente de baja energía, reflejado en la fábrica matriz sostén. Los bivalvos desarticulados también se depositarían por decantación, siendo estas partículas puestas en suspensión durante eventos de alta energía, como tormentas. A su vez, Kietzmann et al. (2014) mencionan que este tipo de litofacies suele contener altos valores de materia orgánica en la región surmendocina de la cuenca, que rondan entre un 2% y un 5%, sugiriendo que el ambiente de deposición habría contenido bajos niveles de oxígeno.



Figura 3.18. Litofacies 7: Wackestone radiolarítico laminado con improntas de amonites correspondiente a la Biozona de *Neocomites wichmanni*.

L-8: Packstone/grainstone peloidal bioclástico masivo o laminado ($G/P_{pb}m/h$)

Esta litofacies se presenta en bancos tabulares de 20 a 80 cm de espesor en promedio, con algunos casos que pueden alcanzar hasta los 1.8 m. Presentan contactos planos, su coloración es gris amarillenta a anaranjada, suelen presentar un aspecto arenoso debido a la presencia de peloides (Fig. 3.19 B) y, a su vez, presentan un contenido variable de bioclastos que se incrementa hacia los términos superiores de la sección. Suelen presentarse bioturbados por *Thalassinoides* (Fig. 3.19 A).

Dentro de los bioclastos reconocidos, los más comunes están conformados por restos de bivalvos y amonites (Fig. 3.19 C y D). La litofacies L-8 se asocia a la microfacies M-2 (*Packstone/Grainstone* peloidal).

Interpretación

La presencia de acumulaciones peloidales provienen de la erosión de las galerías construídas por crustáceos en sectores más someros. La presencia de bioclastos dispuestos caóticamente sugiere que se habrían depositado mediante flujos tractivos o transporte en masa originados durante eventos de alta energía (Kietzmann et al. 2020b), posiblemente asociados a tormentas.

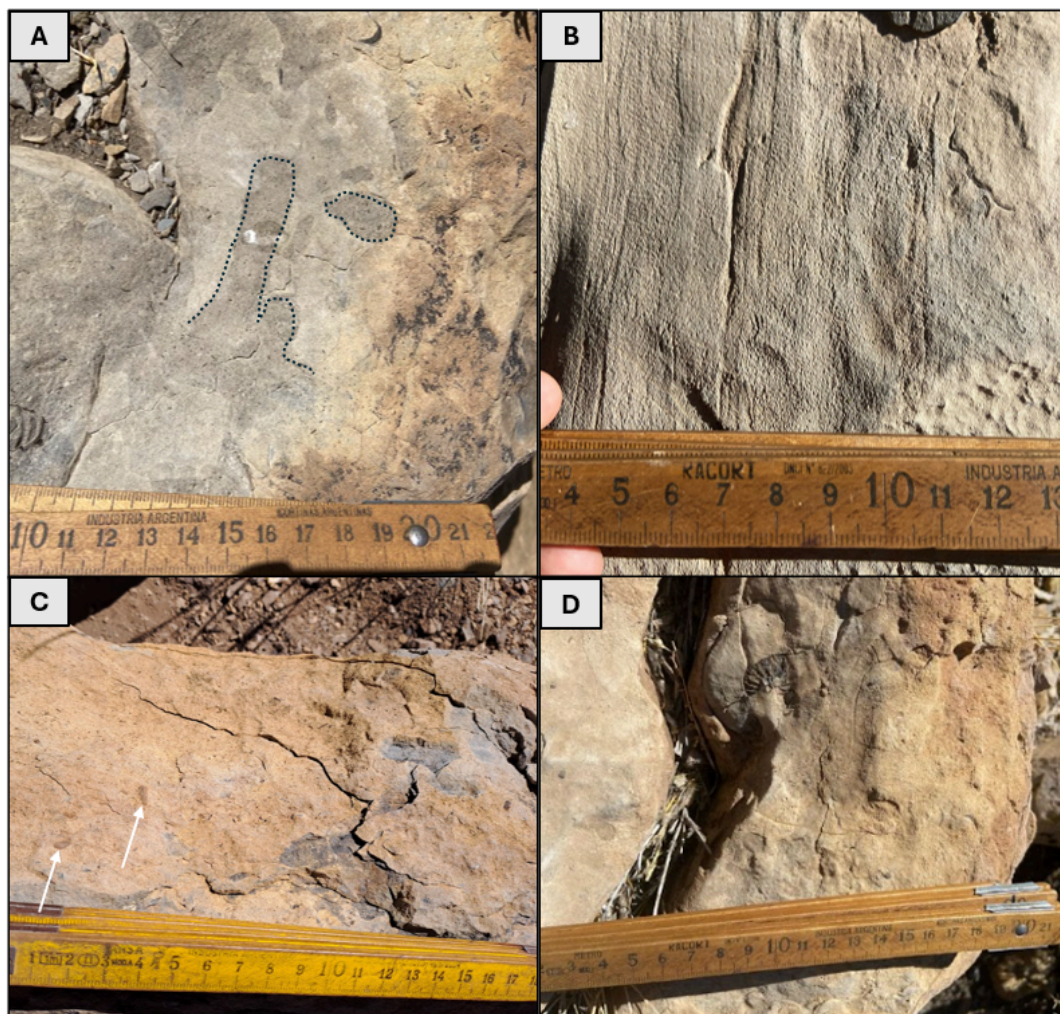


Figura 3.19. Litofacies 8: *Packstone/grainstone* peloidal bioclástico laminado o masivo. A: *Packstone/grainstone* peloidal bioclástico masivo con bioturbación de tipo *Thalassinoides*. Vista del techo del banco. B: *Packstone/grainstone* peloidal con laminación horizontal. C: *Packstone/grainstone* peloidal bioclástico con bivalvos retrabajados (flechas blancas). D: *Packstone/grainstone* peloidal con aspecto arenoso.

L-9: *Floatstone/rudstone* bioclástico masivo (F/R_b m)

Esta litofacies se presenta en bancos grises y de geometría tabular, con espesores que rondan entre 25 y 60 cm, con bases y techos netos a irregulares. Presenta fábrica bioclasto-sostén, conformada principalmente por ostras (grifeidos) con tamaños que alcanzan los 5 cm, gastrópodos completos, serpúlidos y fragmentos de bivalvos (Fig. 3.20). Todas estas partículas se encuentran dispuestas de forma caótica o aleatoria. La matriz es peloidal con tamaños arena fina a mediana. Estos bancos suelen presentarse bioturbados con *Chondrites* y *Thalassinoides*.

Interpretación

La textura bioclasto-sostén, la fragmentación y la variable proporción de conchillas articuladas, junto con su distribución aleatoria puede ser interpretada como producto de flujos generados durante eventos

de tormenta, dando como resultado depósitos tempestíticos proximales (Bádenas y Aurell 2001, Kietzmann et al. 2020b).



Figura 3.20. Litofacies 9: *Floatstone/rudstone* bioclástico masivo. A: *Rudstone* bioclástico masivo conformado principalmente por ostras. B: *Floatstone* bioclástico masivo con ostras dispuestas aleatoriamente sobre una matriz peloidal y con bioclastos de menor tamaño.

3.4 - Asociaciones de facies

Las rampas carbonáticas se encuentran dominadas por factores hidrodinámicos, siendo similar la productividad a lo largo de toda su superficie. Su gradiente topográfico es bajo, menor a 1° y suele dominar la asociación de organismos heterozoan. Se las puede dividir en dos tipos: rampas homoclinales, que presentan una pendiente suave y uniforme con un mismo gradiente desde zonas proximales a profundas y rampas distalmente profundizadas, en cuya zona distal presentan un quiebre de pendiente con desarrollo de talud, que permite el transporte de material de la rampa media hacia la rampa externa a través de flujos gravitatorios (Tucker y Wright 1991).

Según el modelo propuesto por Burchette y Wright (1992), se pueden diferenciar subambientes dentro de las rampas carbonáticas según la posición de las líneas de base de olas de buen tiempo y tormentas, determinadas por la ubicación de las distintas litologías, sus estructuras sedimentarias, su contenido fósil

y el tipo de bioturbación. De esta forma, se divide a las rampas carbonáticas en cuatro subambientes: rampa interna, rampa media, rampa externa y cuenca (Fig. 3.21).

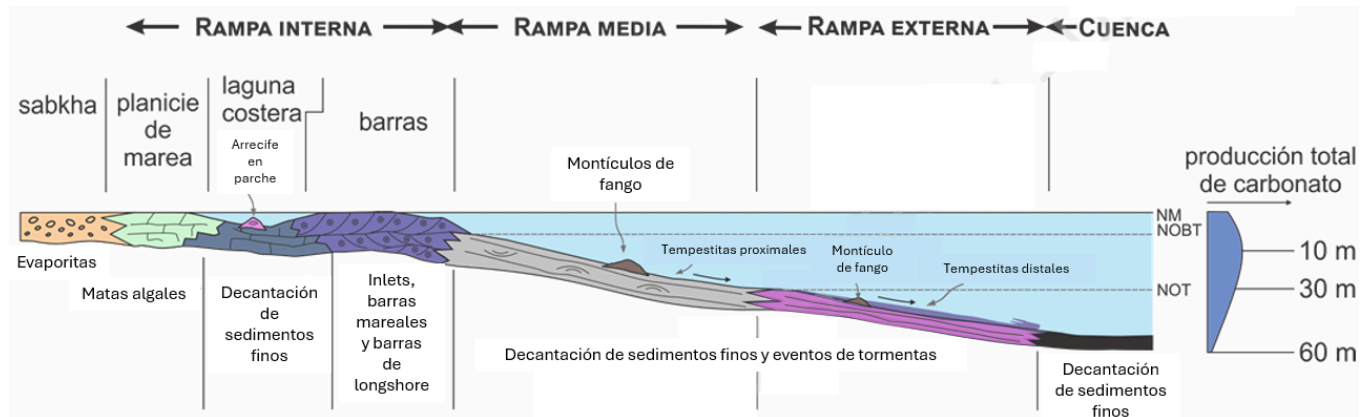


Figura 3.21. Modelo esquemático de un ambiente de rampa carbonática (figura cedida por el Dr. Kietzmann, redibujada a partir de Burchette y Wright, 1992).

La rampa interna se ubica por encima del nivel de olas de buen tiempo y, por lo tanto, se encuentra constantemente afectada por la acción del oleaje. Presenta un desarrollo en forma de faja arealmente restringida respecto de sus contrapartes profundas. En este subambiente se pueden encontrar depósitos de barras, arrecifes en parche, lagoons, planicies de marea, entre otros.

La rampa media se ubica en la zona comprendida entre la base de olas de buen tiempo y la base de olas de tormenta, por lo que suelen ser comunes los depósitos de barras con estratificación *hummocky* y las tempestitas proximales con importante contenido bioclástico. Durante las etapas de buen tiempo suele dominar la depositación por decantación.

En el caso de estudio de este trabajo, la rampa interna y media proximal estaría representada por la Formación Chachao (no aflorante en la zona de estudio). En este subambiente habría habitado una asociación de organismos de tipo *heterozoan*, conformando grandes acumulaciones de ostras junto con parches aislados de corales ramosos y montículos de fango biotriticos dispuestos en un sustrato fangoso (Legarreta y Kozlowski 1981, Palma et al. 2000, Kietzmann et al. 2014a).

La rampa externa se ubica por debajo del nivel de olas de tormenta y se encuentra caracterizada por depositación a partir de decantación y de flujos tempestíticos y turbidíticos distales. En este sector la tasa de producción de carbonatos es considerablemente menor.

La cuenca se encuentra en una zona aún más distal y está dominada por la sedimentación hemipelágica y de flujos distales. Dando como resultado depósitos de menor tamaño de grano, con bancos que presentan mucha continuidad lateral, buena laminación y períodos de baja tasa de sedimentación.

El análisis de facies a escala macro- y microscópica en la sección del arroyo Pehuenche permitió identificar las asociaciones de facies o subambientes de cuenca, rampa externa y rampa media distal.

Asociación de facies 1 (AF-1): Cuenca

Esta asociación de facies se encuentra bien representada en los primeros metros de la sucesión (Fig. 2.9A, 4.4, 4.5). Se encuentra dominada por margas negras con laminación horizontal (Mgh) y, de forma subordinada, por *packstones* intraclásticos grises con laminación horizontal (P_ih) y *bindstones* microbianos (B_{mI}). Las margas se presentan con variable contenido de carbonato, intercaladas de forma rítmica. También son comunes los bancos masivos o con laminación ondulítica de tobas reemplazadas por calcita (Tm) y, en menor medida, los bancos masivos o con arreglos turbidíticos de lapilli (L). Se reconocen intervalos de hasta 20 metros dominados por margas con tobas intercaladas sin presencia de bancos de caliza. En los intervalos donde se reconocen bancos de caliza la relación marga/caliza es de 6:1.

En la base de la sucesión, durante la primera etapa transgresiva, se habrían desarrollado condiciones de baja tasa de sedimentación y disoxia en el fondo marino permitiendo la preservación de restos fósiles, materia orgánica y el desarrollo de los *bindstones* microbianos. Según Kietzmann et al. (2014a), estos intervalos margosos son los más ricos en materia orgánica, alcanzando valores de hasta 7% en el sector surmendocino de la cuenca.

La presencia de grandes bancos de concreciones indican etapas de baja tasa de sedimentación y estabilización del fondo marino, siendo un indicador relevante para la interpretación secuencial (Capítulo 4).

Las facies volcaniclásticas corresponden a material piroclástico originado en el arco volcánico y depositado por decantación en el fondo marino o como producto de flujos turbidíticos (Kietzmann et al. 2014a, Capelli et al. 2018).

La bioturbación es escasa, se la suele encontrar asociada a los depósitos volcaniclásticos, que probablemente hayan entrampado oxígeno en los espacios porales o intersticiales de las partículas durante su depositación. Esto habría generado eventos cortos de oxigenación del fondo marino, permitiendo la colonización temporal del mismo por organismos oportunistas.

La asociación de facies 1 se interpreta como subambiente de cuenca, donde la depositación se desarrolló por debajo del nivel de olas de tormenta y en condiciones de baja oxigenación (condiciones muy similares para la rampa externa). Esta asociación de facies podría haber alcanzado hasta 200 m de profundidad de agua (Mitchum y Uliana 1995). Las margas claramente dominan por sobre los bancos de caliza y su marcada laminación, la ausencia de bioturbación, la abundante preservación de restos fósiles, la presencia de niveles microbianos y la abundancia de radiolarios y microcrinoideos sugiere que el principal mecanismo de depositación fue a partir de la decantación de la columna de agua en condiciones de baja energía. Sin embargo, la textura dominante dentro de las margas es grano-sostén, la laminación horizontal característica en algunos casos es irregular e incluso ondulítica, sugiriendo un frecuente retrabajo por corrientes de fondo o por flujos turbidíticos. Las paleocorrientes de las laminaciones ondulíticas indican direcciones opuestas, tanto este como oeste. Incluso se han reconocido pliegues por deformación sinsedimentaria generados por deslizamientos gravitacionales con vergencias hacia el este. Todo esto brinda información sobre la posición dentro de la cuenca, dando a entender que esta sección se ubicaba en una posición con aportes desde ambos márgenes de la misma. Los flujos turbidíticos y tempestíticos provendrían desde ambos márgenes, mientras que los deslizamientos

gravitacionales provendrían desde el margen oeste debido a su vergencia, lo que es consistente con la propuesta de Kietzmann y Vennari (2013), quienes plantean una geometría de rampa distalmente profundizada para el margen oeste.

Asociación de facies 2 (AF-2): Rampa externa

Esta asociación de facies está dominada por margas con laminación horizontal (Mgh), *packstones/grainstones* intraclásticos y peloidales con laminación horizontal ($G/P_{pl}h$) y *wackestones* radiolaríticos con laminación horizontal (W_rh , Fig. 3.22 y 3.23). Las margas se presentan con variable contenido de carbonato, intercaladas de forma rítmica. De forma subordinada, se presentan bancos de dolomía masivos o con laminación horizontal (Dm/h), bancos masivos o con laminación ondulítica de tobas reemplazadas por calcita (Tm) y bancos masivos de lapilli (Lm). En esta asociación de facies la relación marga/caliza es de 2:1.

La asociación de facies 2 es interpretada como rampa externa, desarrollada por debajo del nivel de olas de tormenta, donde se intercalan depósitos de baja energía con otros de energía moderada asociados a tempestitas y turbiditas distales. Durante los eventos de energía moderada se habrían depositado las margas finamente laminadas y los *grainstones/packstones* intraclásticos y peloidales con texturas grano-sostén mediante flujos turbidíticos o generados durante eventos de tormenta que habrían transportado estos componentes desde sectores más someros. Durante las etapas de menor energía habría predominado la sedimentación por decantación de material proveniente de plumas en suspensión y organismos planctónicos, conformando los *wackestones* radiolaríticos y las margas matriz sostenidas, depósitos posteriormente retrabajados por dichos flujos.

Tanto para la asociación de facies 1 y 2, la abundancia de organismos planctónicos (radiolarios y microcrinoideos) junto con la presencia de organismos neotónicos (ictiosaurios, amonites, peces) sugiere condiciones de buena oxigenación en el sector superficial del cuerpo de agua que permitieron la proliferación de estos organismos. Por el contrario, los sectores más profundos habrían tenido menor contenido de oxígeno, permitiendo la preservación de la materia orgánica y de los restos de los organismos mencionados (Kietzmann y Vennari 2013). Según Kietzmann et al. (2014a), estos niveles margosos y de *wackestones* radiolaríticos pueden alcanzar hasta 5% de contenido de materia orgánica en el sector surmendocino de la cuenca.

Hacia la transición con la Formación Agrio, se interpreta un sector de rampa externa proximal, principalmente asociado a un aumento considerable en la participación de *packstones* peloidales, con bioturbación. Estas acumulaciones peloidales provendrían de la erosión de las galerías construidas por crustáceos en los sectores más someros. También en este sector de la sección se reconoce la presencia de bancos continuos de dolomía con estructura masiva o laminada.

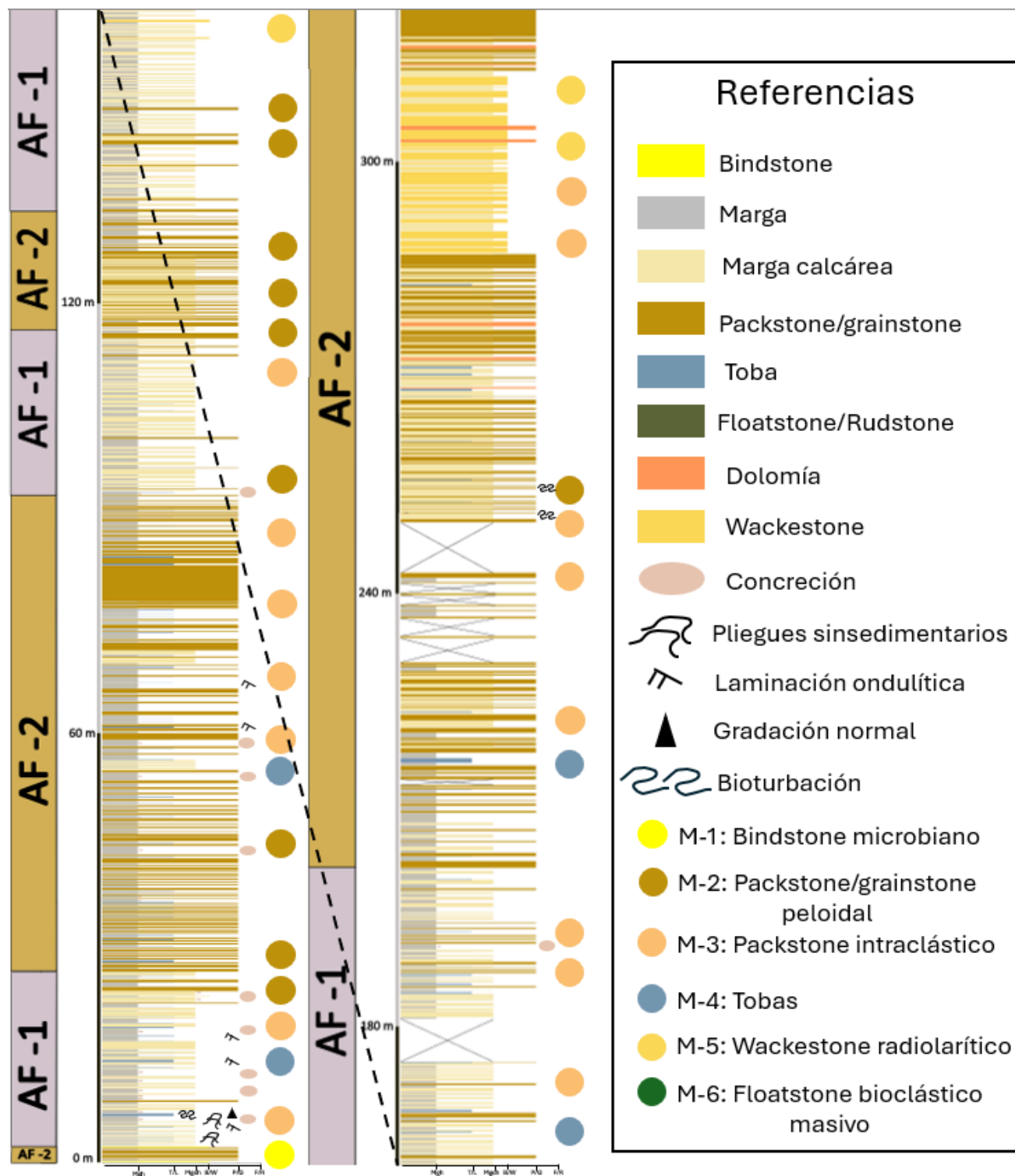


Figura 3.22. Primeros 320 m del perfil sedimentario confeccionado en la zona de estudio.

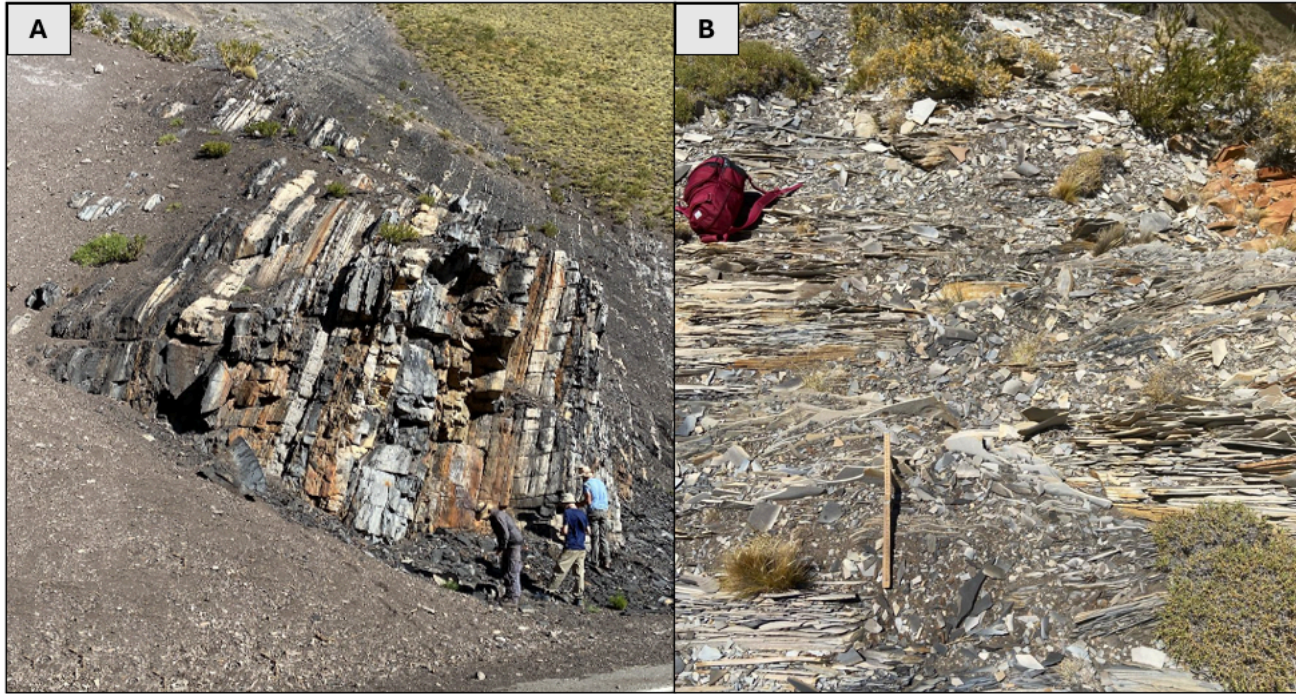


Figura 3.23. Asociación de facies 2 (AF-2): rampa externa distal. A) Rampa externa distal correspondiente al Tithoniano superior. B) Rampa externa distal correspondiente al Berriasiano.

Asociación de facies 3 (AF-3): Rampa media distal

Esta asociación de facies se reconoce en la zona de transición con la Formación Agrio, en el intervalo superior de la sección relevada. La misma está representada por la presencia de *floatstones* y *rudstones* bioclásticos masivos y bioturbados ($F/R_b m$), con una importante participación de bioclastos de gran tamaño dispuestos caóticamente que pueden superar los 5 cm de diámetro, como en el caso de las ostras identificadas. A su vez, se reconocen de forma intercalada, bancos de *packstones* peloidales (Pph) y margas calcáreas laminadas (Mgch, Fig. 3.24 y 3.25). Según Kietzmann et al. (2014), las margas presentes en distintos afloramientos en el sur de Mendoza correspondientes a las facies de rampa media distal a rampa externa proximal contienen valores de materia orgánica que rondan entre 2 y 5%. La relación marga/caliza es 1:1.

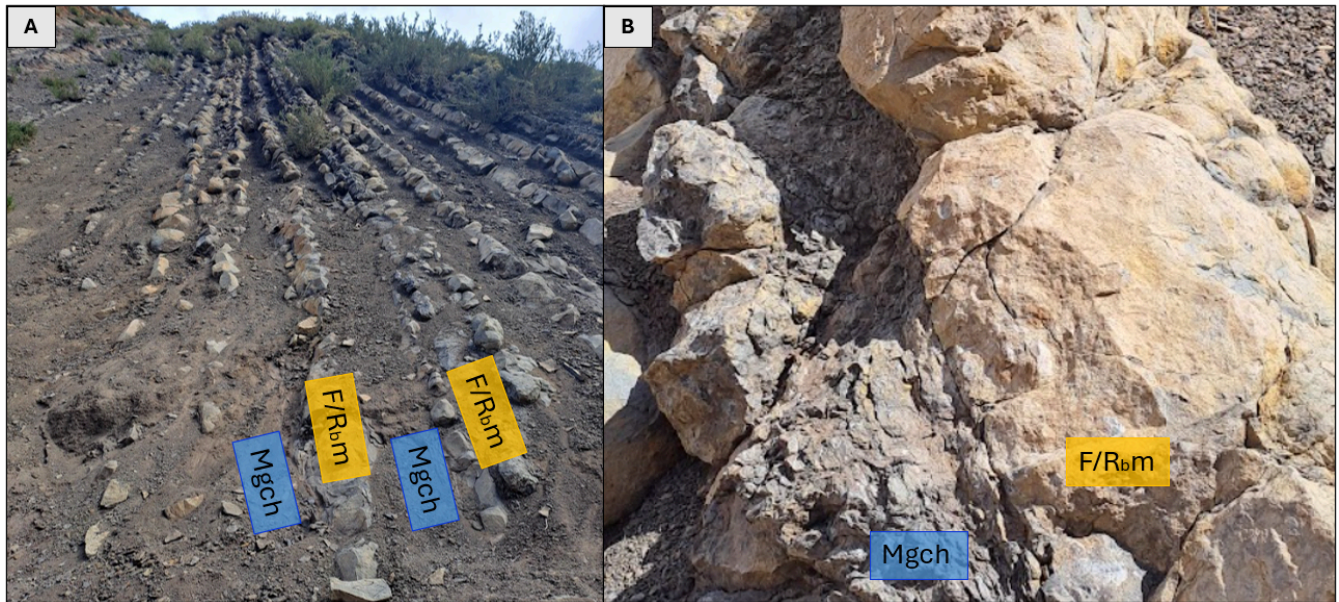


Figura 3.24. Asociación de facies 3 (AF-3): rampa media distal. Alternancia de niveles de *Floatstone/Rudstone* bioclásticos masivos con margas bioclásticas con alto contenido de carbonato (Mgch).

Esta asociación de facies se interpreta como rampa media distal, desarrollada por encima del nivel de base de olas de tormenta y por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo. Estos depósitos se desarrollaron en un medio de energía moderada a alta asociado a eventos de tormenta, intercalados con procesos de decantación por suspensión (Kietzmann et al. 2008). Durante los eventos de mayor energía se habrían depositado los bancos de *floatstones*, *rudstones* y *packstones* peloidales con contenido bioclástico, mientras que durante las etapas de menor energía se habrían depositado las margas finamente laminadas. La diferenciación respecto del subambiente de rampa externa proximal radica principalmente en la presencia de bioclastos de mayor tamaño dispuestos caóticamente.

Los bancos de *floatstones* y *rudstones* se reconocen bioturbados, lo que indica el desarrollo de un ambiente con buena oxigenación. Esta asociación de facies podría haber alcanzado hasta 20 o 30 m de profundidad de agua en los sectores más someros (Kietzmann et al. 2008, 2014a).

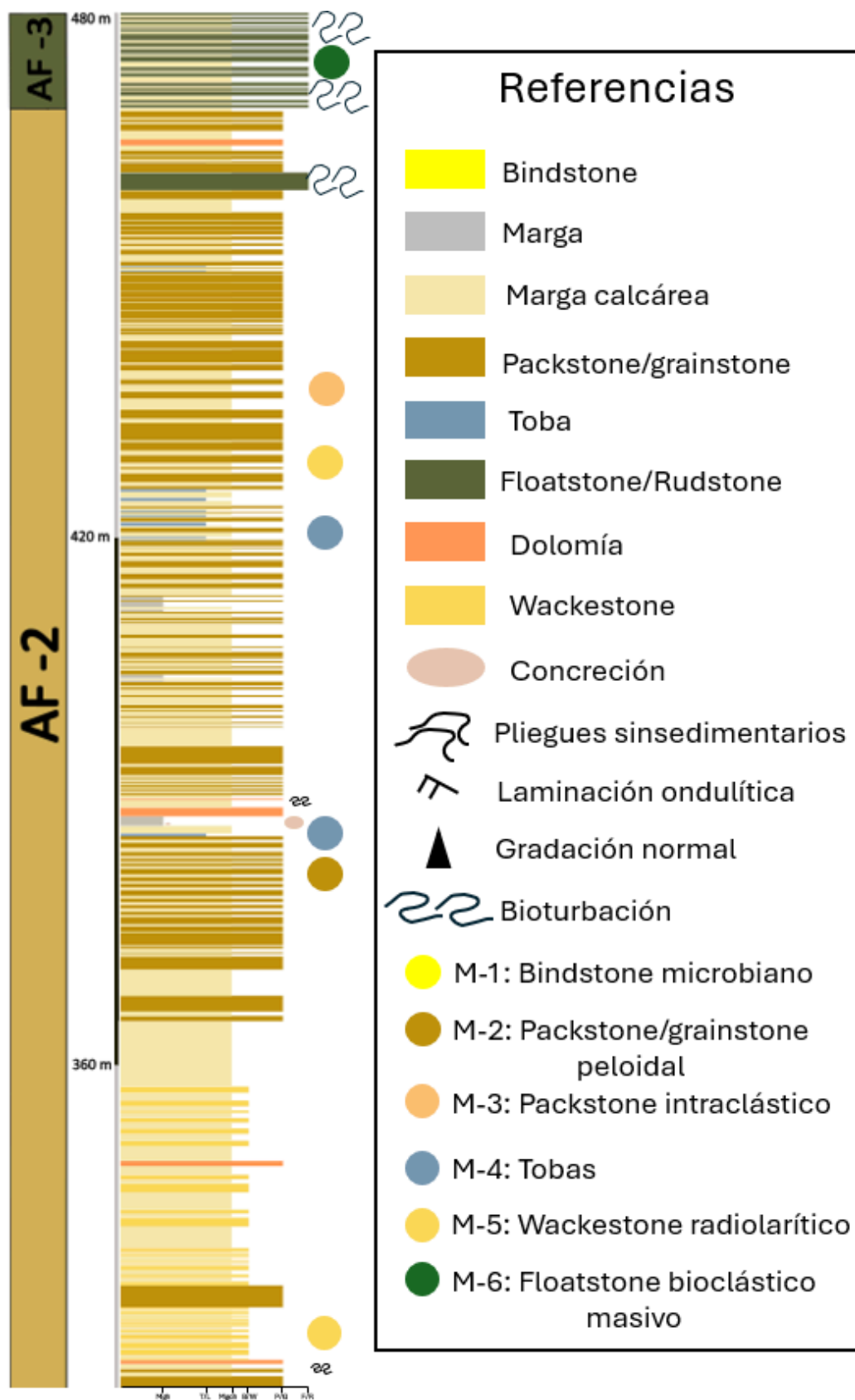


Figura 3.25. Últimos 160 m del perfil sedimentario confeccionado en la zona de estudio.

3.5 - Ambiente sedimentario

A partir del análisis sedimentológico y paleontológico de la sección relevada de la Formación Vaca Muerta se concluye que la misma se habría originado en un ambiente sedimentario de rampa carbonática. En particular, se lograron identificar distintas asociaciones de facies que abarcan desde el subambiente de cuenca hasta el subambiente de rampa media distal.

Analizando la evolución general de todo el perfil se puede reconocer un arreglo retrogradante, producto de una progradación del sistema, ya que se observa una evolución desde facies de cuenca en la base hasta facies de rampa media distal en el techo de la formación. Sin embargo, a lo largo del perfil se reconocen variaciones de menor orden, que evidencian una alternancia vertical dada principalmente entre las asociaciones de facies de cuenca y rampa externa. Esta alternancia refleja estadios transgresivos y regresivos del sistema, asociados a variaciones en el aporte clástico y en la tasa de producción de carbonatos junto con variaciones en el nivel del mar. Durante los episodios regresivos disminuye el espacio de acomodación en los sectores más someros de la rampa, aumentando la erosión y la tasa de exportación de material carbonático hacia las zonas más distales. Durante las etapas transgresivas, aumenta el espacio de acomodación en los sectores proximales, lo que genera una reducción en la tasa de exportación de carbonatos. La alternancia de estos estadios genera las variaciones verticales de facies mencionadas.

Hacia el sector superior del perfil se reconocen las facies más someras, representadas por el subambiente de rampa media distal, ya en una zona de transición con la Formación Agrio. En este sector se reconocen intervalos de hasta 20 metros de espesor, con arreglos somerizantes y limitados por superficies transgresivas que pueden ser interpretados como parasecuencias. Las mismas responden a variaciones en el nivel del mar de menor orden y se tornan evidentes en el sector de la rampa media distal debido al menor espacio de acomodación disponible respecto de los otros subambientes.

Capítulo 4 - Estratigrafía secuencial

4.1 - Introducción

Los primeros trabajos sobre estratigrafía secuencial en la Formación Vaca Muerta fueron realizados por Mitchum y Uliana (1982, 1985), a través del análisis de líneas sísmicas 2D. Estos autores definieron nueve secuencias depositacionales para el Tithoniano inferior - Valanginiano inferior. Posteriormente, Gulisano et al. (1984c) identificaron estas secuencias en los afloramientos del sur de la cuenca y Legarreta y Gulisano (1989) incluyen este conjunto de secuencias depositacionales dentro de la Mesosecuencia Mendoza Inferior.

Recientemente, motorizados por el interés generado debido a su gran potencial como reservorio no convencional de hidrocarburos, numerosos estudios integradores han logrado establecer el marco estratigráfico secuencial de la Formación Vaca Muerta a lo largo de toda la cuenca. Entre ellos se destacan los aportes de Domínguez et al. (2014), Kietzmann et al. (2014b,c, 2016), Gonzalez Tomassini et al. (2014, 2015), Desjardins et al. (2018) y Minisini et al. (2020) en el área neuquina de la cuenca. En particular, la propuesta de Desjardins et al. (2018) consiste en la identificación de 6 unidades sísmicas principales y 13 horizontes sísmicos guía, siendo algunos de ellos superficies de valor estratigráfico secuencial.

En el sector surmendocino, Kietzmann et al. (2014a) propusieron un esquema basado en el modelo de cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST) de Embry y Johannessen (1992) debido al bajo gradiente que presenta esta formación en este sector de la cuenca. El modelo contempla la identificación de superficies de inundación, distinguiendo entre superficies transgresivas (TS) y superficies de máxima inundación (MFS). La primera define el límite inferior y superior de cada secuencia depositacional, mientras que la segunda separa los cortejos transgresivos y los regresivos (Fig. 4.1). La superficie de máxima inundación marca el momento a partir del cual la tasa de producción de carbonatos supera a la tasa de creación de espacio de acomodación y el sistema comienza a progradar. A su vez, Kietzmann et al. (2014a) reconocieron dos órdenes de secuencias depositacionales: secuencias depositacionales compuestas (CS), para aquellas secuencias de mayor escala o alto rango y secuencias depositacionales de alta frecuencia (HFS), para aquellas de menor escala o bajo rango. Las secuencias depositacionales compuestas se consideran equivalentes a secuencias de tercer orden, mientras que las secuencias depositacionales de alta frecuencia son consideradas como secuencias de cuarto orden (e.g., Kerans y Tinker 1997). De esta forma, los autores identificaron en la región surmendocina cinco secuencias depositacionales de tercer orden y 15 secuencias depositacionales de cuarto orden, respaldadas por un análisis sedimentológico y bioestratigráfico de detalle (Kietzmann et al. 2014a, Fig. 4.2).

El reconocimiento de las secuencias depositacionales compuestas es una herramienta muy importante para la correlación en el subsuelo, ya que las superficies de inundación pueden ser detectadas por los registros de rayos gamma y por registros sísmicos con buena resolución. Por lo tanto, son de especial interés para identificar las zonas con mayor potencial en la búsqueda de hidrocarburos. En este sentido, Kietzmann et al. (2014a), al analizar el contenido de carbono orgánico total a lo largo de la sección del arroyo Rahue, obtuvieron una curva con cinco intervalos que describen una tendencia decreciente, lo que se correlaciona con las cinco secuencias depositacionales identificadas. Cada intervalo comienza con valores de 4 a 7% de TOC, coincidentes con los cortejos transgresivos, y luego decrecen hacia 0.8 a

1% de TOC, coincidiendo con los cortejos regresivos (Fig. 4.2). El contenido de materia orgánica puede estar controlado por cambios en las facies, fluctuaciones en la productividad/fertilidad o en la tasa de sedimentación (e.g. Passey et al. 2010, Graham 2012). Sin embargo, si la variabilidad de las facies es reducida, se puede inferir una relación entre la materia orgánica y variaciones en el nivel del mar.

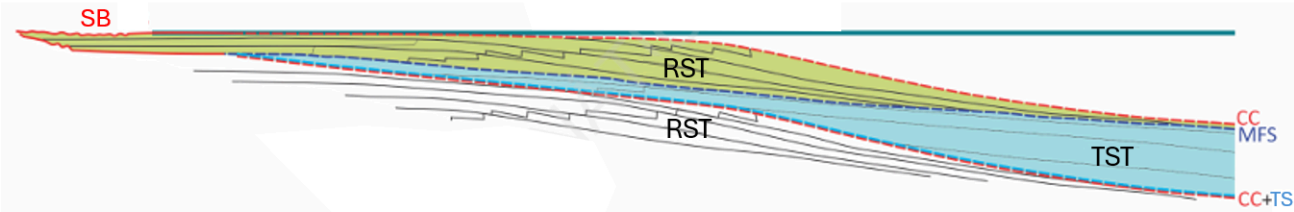


Figura 4.1. Esquema del modelo secuencial propuesto por Embry y Johannessen (1992).

Referencias: cortejo regresivo (RST), cortejo transgresivo (TST), superficie transgresiva (TS), superficie de máxima inundación (MFS), conformidad correlativa (CC) y límite de secuencia (SB). Modificado de Kietzmann (2011).

Biozonas de Amonites			Superficies estratigráficas				Secuencias depositacionales				% TOC				
			Alta frecuencia		Regionales		Alta frecuencia		Compuestas		1	2	3	4	5
Valanginiano	sup.	<i>O. atherstoni</i> (partial)	TS-15	MFS-15			Hf-HST-15	HFS-15							
	inferior	<i>L. riveroi</i>	TS-14	MFS-14			Hf-HST-14	HFS-14	HST-5	CS-5					
		<i>N. wichmanni</i>		MFS-13			Hf-HST-13	HFS-13	TST-5						
Berriasiano	superior	<i>Sp. damesi</i>	TS-13	MFS-12	RTS-5	RMFS-5	Hf-HST-13	HFS-13							
			TS-12				Hf-HST-12	HFS-12	HST-4	CS-4					
				MFS-11			Hf-HST-11	HFS-11	TST-4						
	inferior	<i>A. noduliferum</i>	TS-11		RTS-4	RMFS-4	Hf-HST-10	HFS-10	HST-3	CS-3					
				MFS-10			Hf-HST-10	HFS-10							
Tithoniano	superior	<i>S. koeneni</i>	TS-10	MFS-9		RMFS-3	Hf-HST-9	HFS-9							
			TS-9	MFS-8			Hf-HST-8	HFS-8	TST-3						
			TS-8	MFS-7	RTS-3		Hf-HST-7	HFS-7	HST-2	CS-2					
	medio	<i>C. alternans</i>	TS-7	MFS-6		RMFS-2	Hf-HST-6	HFS-6							
			TS-6				Hf-HST-5	HFS-5	TST-2						
				MFS-5			Hf-HST-5	HFS-5							
	inf.	<i>W. internispinosum</i>	TS-5	MFS-4	RTS-2		Hf-HST-4	HFS-4	HST-1	CS-1					
		<i>A. proximus</i>	TS-4			RMFS-1	Hf-HST-3	HFS-3							
		<i>P. zitteli</i>	TS-3	MFS-3			Hf-HST-3	HFS-3							
		<i>V. mendozanus</i>	TS-2	MFS-2			Hf-TST-2/Hf-HST-2	HFS-2	TST-1						
			TS-1	MFS-1	RTS-1		Hf-TST-1/Hf-HST-1	HFS-1							

Figura 4.2. Secuencias depositacionales reconocidas en la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino y contenido orgánico total (TOC) de la sección del arroyo Rahue (área Sierra Azul). Referencias: superficie transgresiva (TS), superficie transgresiva regional (RTS), superficie de máxima inundación (MFS), superficie de máxima inundación regional (RMFS), cortejo transgresivo de alta frecuencia (Hf-TST), cortejo regresivo de alta frecuencia (Hf-HST), cortejo transgresivo (TST), cortejo regresivo (HST), secuencia depositacional de alta frecuencia (HFS), secuencia depositacional compuesta (CS). Tomado de Kietzmann et al. (2014a).

Debido a su bajo gradiente topográfico, las rampas carbonáticas responden rápidamente a los cambios en el nivel del mar, generando importantes dislocaciones de facies (Burchette y Wright 1992). Durante las etapas transgresivas se genera una migración del área productora de carbonato hacia los sectores más someros, mientras que en la rampa externa y cuenca se reduce la tasa de sedimentación y el ambiente permanece en condiciones de baja oxigenación, permitiendo la acumulación de materia orgánica (e.g. Hardie 1986, Emery y Myers 1996). En cambio, durante los estadios regresivos las rampas progradan

aumentando la erosión y la exportación de sedimentos hacia sectores más distales, diluyendo y oxidando la materia orgánica (Burchette y Wright 1992).

En el área del arroyo Pehuenche se identificó una tendencia general retrogradante (progradante) a partir de la superficie transgresiva de carácter regional (TS-1) que marca la base de la Formación Vaca Muerta y hasta la transición con la Formación Agrio. Dentro de esa tendencia se identificaron cinco secuencias depositacionales de tercer orden, con un aumento progresivo del espesor de las mismas y del contenido de carbonato (Fig. 4.3). En particular, dentro de la cuarta secuencia depositacional (CS-4) se lograron identificar 3 secuencias depositacionales de alta frecuencia (HFS-1 a 3), mientras que dentro de la quinta secuencia depositacional (CS-5) se lograron identificar cinco (HFS-4 a 8), que se tornan evidentes en este sector del perfil debido al desarrollo de facies más someras respecto de las secuencias basales, producto de la rápida progradación del sistema asociada a una reducción generalizada del espacio de acomodación durante el Valanginiano temprano (Kietzmann et al. 2014a).

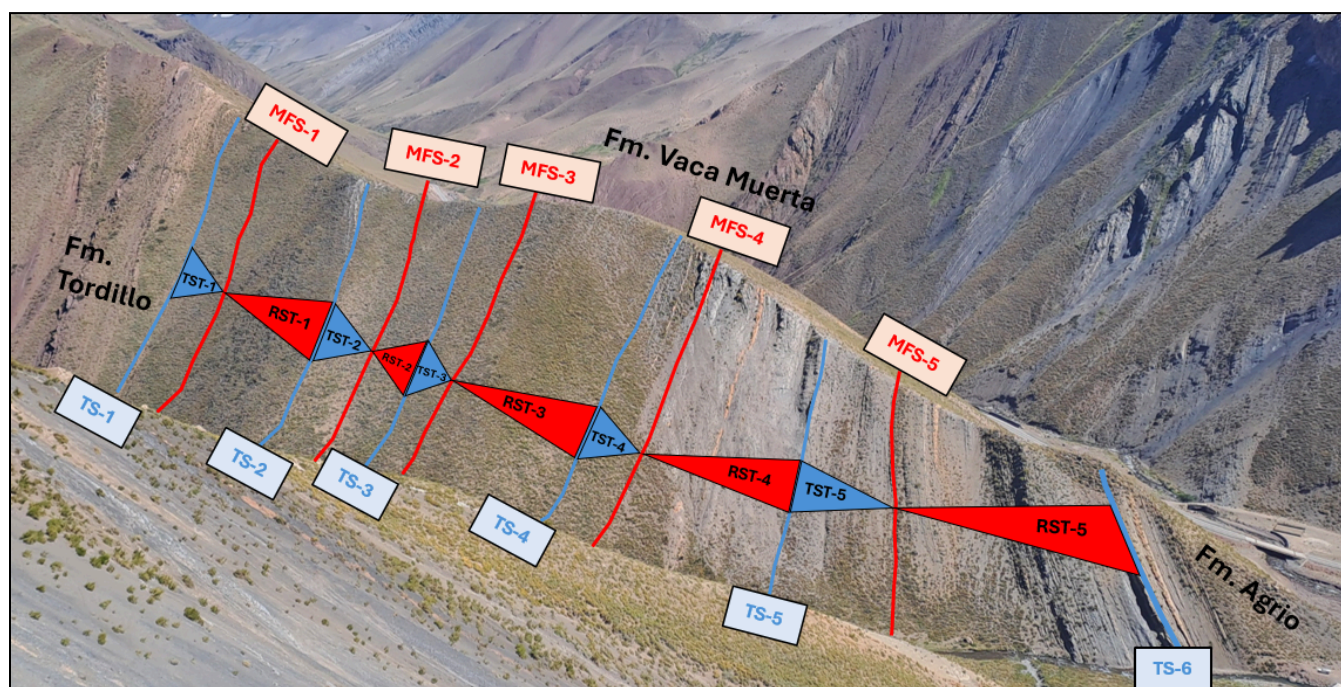


Figura 4.3. Secuencias depositacionales identificadas en el arroyo Pehuenche. En triángulos celestes y rojos se indican los cortejos transgresivos (TST) y los regresivos (RST), respectivamente. En líneas celestes y rojas se indican las superficies transgresivas (TS) y las superficies de máxima inundación (MFS), respectivamente.

4.2 - Secuencias depositacionales

Secuencia depositacional 1 (CS-1)

La secuencia depositacional 1 comienza con una superficie transgresiva (TS-1) de carácter regional evidenciada por un importante cambio paleoambiental, desde facies lacustres de la Formación Tordillo a facies de rampa externa distal de la Formación Vaca Muerta, y marcada por un nivel estromatolítico de 10 cm de espesor. Esta secuencia depositacional comienza con la Biozona de amonites *Virgatospinctes andesensis* (Tithoniano inferior) y culmina con la Biozona de *Windhausenicerias internispinosum* (Tithoniano superior bajo). Hacia los primeros 2 m de esta secuencia se reconoce una nueva superficie

transgresiva de alta frecuencia, a partir de la cual se desarrolla un nuevo nivel microbiano de 10 cm de espesor y luego un potente intervalo margoso de alrededor de 68 m de espesor correspondiente a las facies de cuenca y rampa externa.

En el campo se definió una zona de máxima inundación entre los primeros 9 y 20 m del perfil debido a la recurrencia de niveles de concreciones con espesores que rondan entre 10 y 40 cm. Con el análisis de los valores de rayos gamma registrados (ver Capítulo 5) se definió la posición de la superficie de máxima inundación (MFS-1) a los 13 m del perfil, justo por encima de un pico de radiación gamma que indica un alto contenido de uranio, asociado a la preservación de materia orgánica (Durrance 1986). De esta forma, el primer cortejo transgresivo (TST-1) presenta un espesor de 13 m y, por encima del mismo, se desarrolla el primer cortejo regresivo (RST-1). La MFS-1 se ubica dentro de la Biozona de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior).

El primer cortejo regresivo (RST-1) se caracteriza por una progradación de las facies de rampa externa distal por sobre las facies de cuenca, identificada por un aumento progresivo en la participación de carbonatos (P_h) culminando a los 70 m del perfil con una nueva superficie transgresiva (TS-2, Fig. 4.4).

Esta nueva superficie transgresiva (TS-2) se ubica dentro de la Biozona de *Windhauseniceras internispinosum* (Tithoniano superior bajo) y marca el inicio de la segunda secuencia depositacional compuesta (CS-2). Se identificó a partir de un cambio en el patrón de apilamiento en el que empiezan a predominar nuevamente niveles margosos a medida que va disminuyendo la participación de los niveles de caliza.

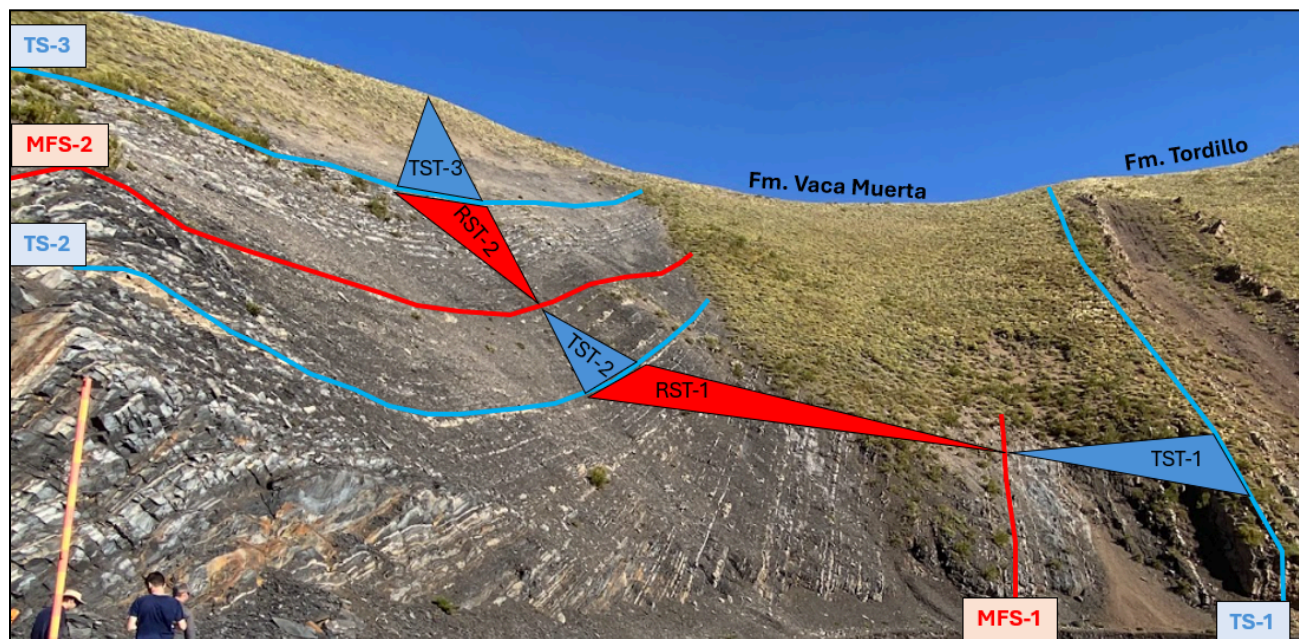


Figura 4.4. Sección inferior de la Formación Vaca Muerta en el área de estudio donde se reconocen las dos primeras secuencias depositacionales (CS-1 y CS-2) y el cortejo transgresivo (TST-3) de la tercera secuencia depositacional (CS-3). En triángulos celestes y rojos se indican los cortejos transgresivos (TST) y los regresivos (RST), respectivamente. En líneas celestes y rojas se indican las superficies transgresivas (TS) y las superficies de máxima inundación (MFS), respectivamente.

Secuencia depositacional 2 (CS-2)

La secuencia depositacional 2 comienza con la segunda superficie transgresiva (TS-2), identificada al aumentar nuevamente los niveles margosos a medida que va disminuyendo la participación de los niveles de caliza (P_{lh}), conformando un nuevo cortejo transgresivo (TST-2), de 32 m de espesor. Comienza con la asociación de facies de rampa externa que transiciona a facies de cuenca hacia su límite superior. Este límite está marcado por la segunda superficie de máxima inundación (MFS-2) ubicada a los 102 m del perfil, justo por encima de un nivel conformado por concreciones que alcanzan 30 cm de espesor (Fig. 4.5) evidenciando una baja tasa de sedimentación. El segundo cortejo transgresivo se desarrolla íntegramente dentro de la Biozona de *Windhauseniceras internispinosum* (Tithoniano superior bajo).

La segunda superficie de máxima inundación (MFS-2) marca el inicio del segundo cortejo regresivo (RST-2), que se extiende hasta los 127 m del perfil. Las asociaciones de facies que lo constituyen son la de cuenca en sus primeros 14 m y, por encima, se desarrollan 11 m de facies de rampa externa. El segundo cortejo regresivo comienza dentro de la Biozona de *Windhauseniceras internispinosum* (Tithoniano superior bajo), incluye a la Biozona de *Corongoceras alternans* (Tithoniano superior) y finaliza en la parte inferior de la Biozona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior alto a Berriasiano inferior).

Esta secuencia depositacional culmina con una nueva superficie transgresiva (TS-3), ubicada a los 127 m del perfil, a partir de la cual aumenta nuevamente la participación de niveles margosos por sobre los niveles de caliza.

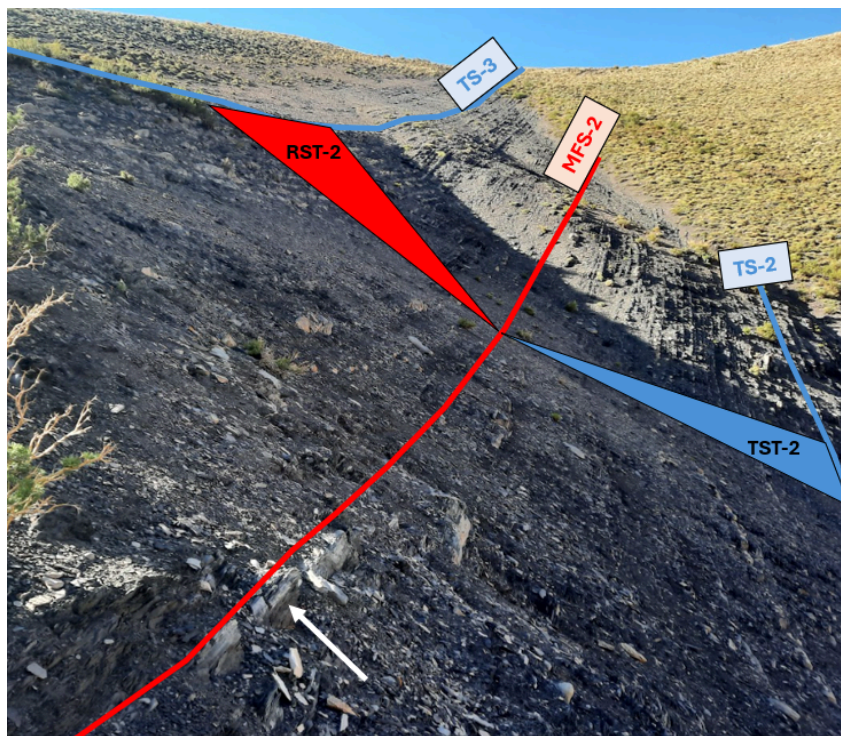


Figura 4.5. Segunda secuencia depositacional (CS-2). En triángulos celestes y rojos se indican los cortejos transgresivos (TST) y los regresivos (RST), respectivamente. En líneas celestes y rojas se indican las superficies transgresivas (TS) y las superficies de máxima inundación (MFS), respectivamente. La flecha blanca indica un nivel de concreciones.

Secuencia depositacional 3 (CS-3)

La secuencia depositacional 3 comienza con la tercera superficie transgresiva (TS-3), ubicada a los 127 m del perfil, dando inicio al tercer cortejo transgresivo (TST-3). El mismo presenta un espesor total de 15 m, con 5 m de facies de rampa externa y, por encima, 10 m de facies de cuenca, evidenciando la retrogradación del sistema. Se desarrolla íntegramente dentro de la Biozona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior a Berriasiano inferior). Su límite superior se ubica a los 142 m del perfil, donde se ubica una nueva superficie de máxima inundación (MFS-3).

La tercera superficie de máxima inundación (MFS-3) marca el inicio del tercer cortejo regresivo (RST-3), que se desarrolla hasta los 213 m del perfil, con un espesor total de 71 m. Esta superficie se definió por encima de un nuevo pico de radiación gamma que indica un alto contenido de uranio, asociado a un nuevo nivel con alta preservación de materia orgánica.

El tercer cortejo regresivo (RST-3) presenta un potente intervalo de 60 m de espesor dominado por facies de cuenca (Fig. 4.6) con una transición a facies de rampa externa en los últimos 10 m de este cortejo. Comienza su desarrollo dentro de la Biozona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior a Berriasiano inferior) y culmina dentro de la Biozona de *Argentiniceras noduliferum* (Berriasiano inferior alto a superior bajo). Su límite superior está marcado por la quinta superficie transgresiva (TS-5), ubicada a los 213 m del perfil que marca el comienzo de una nueva secuencia depositacional (CS-4).

En la Figura 4.7 se puede observar la ubicación de las 3 primeras secuencias depositacionales junto con el perfil y las biozonas de amonites.



Figura 4.6. Detalle del tercer cortejo transgresivo (TST-3), dominado por litofacies margosas con pocas intercalaciones de bancos de caliza.

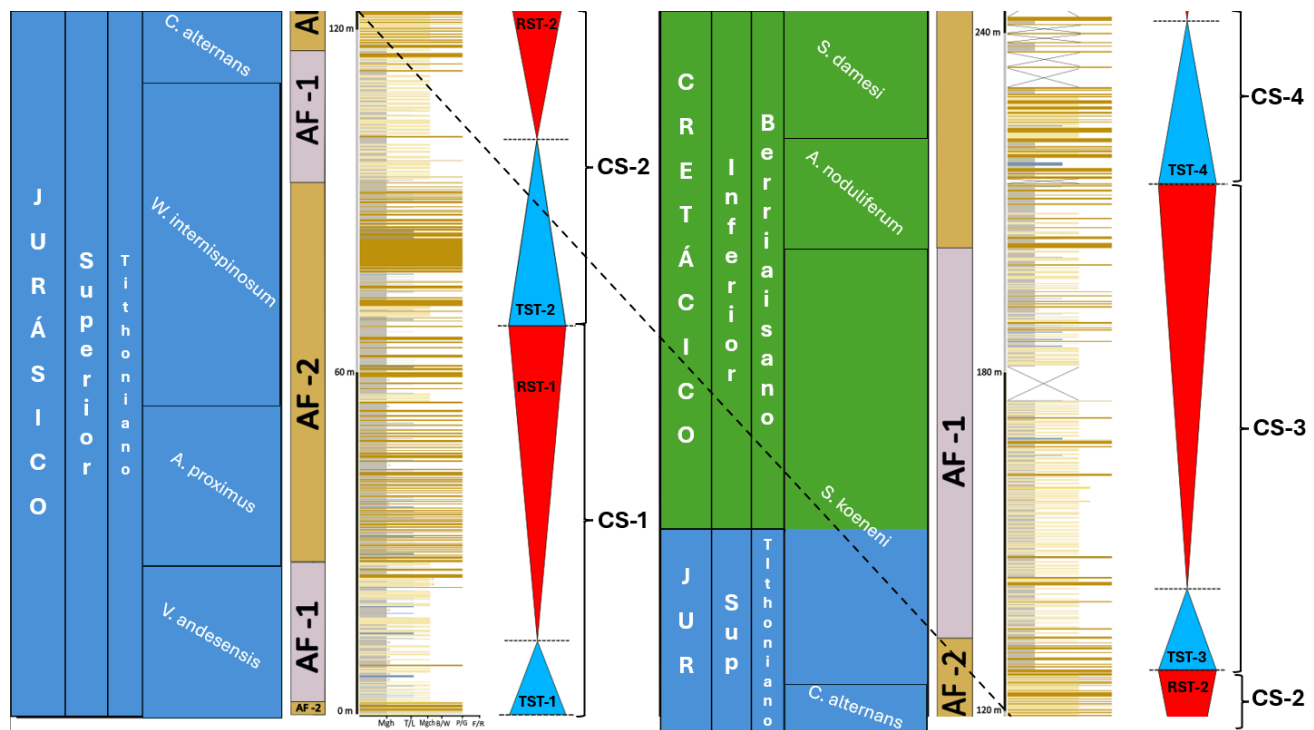


Figura 4.7. Perfil sedimentario relevado junto con la ubicación de las primeras secuencias depositacionales, los cortejos transgresivos y regresivos y las biozonas de amonites.

Secuencia depositacional 4 (CS-4)

La cuarta secuencia depositacional comienza a los 213 m del perfil, a partir de la cuarta superficie transgresiva (TS-4), dando comienzo al desarrollo de un cuarto cortejo transgresivo (TST-4). El mismo comienza en la Biozona de *Argentiniceras noduliferum* (Berriasiano inferior alto a superior bajo) y culmina dentro de la Biozona de *Spiticeras damesi* (Berriasiano superior). Este cortejo presenta 27 m de espesor, comenzando con facies de rampa externa distal que transicionan hacia sus últimos 15 m a facies de rampa externa distal a cuenca. Este cortejo culmina a los 240 m del perfil con una nueva superficie de máxima inundación (MFS-4), por encima de la cual aumenta nuevamente la participación de niveles de caliza, con un aumento considerable de componentes provenientes de sectores más someros, como partículas peloidales y bioclastos de mayor tamaño.

El cuarto cortejo regresivo (RST-4) comienza por encima de la cuarta superficie de máxima inundación (MFS-4), a los 240 m del perfil. Se desarrolla hasta el tope de la Biozona de *Spiticeras damesi* (Berriasiano superior). Comienza su desarrollo con 9 m de facies de rampa externa distal a cuenca y por encima se reconoce una progradación del sistema con fluctuaciones de menor orden aunque siempre dentro de las facies de rampa externa distal hasta su límite superior en los 286 m de perfil, marcado por una nueva superficie transgresiva (TS-5). Estas fluctuaciones se interpretan como producto de secuencias de alta frecuencia. Se lograron identificar al menos 3 secuencias de alta frecuencia. Este cortejo presenta un aumento considerable en la participación de packstones peloidales (P_{ph}), bioclastos de mayor tamaño y bioturbación.

Secuencia depositacional 5 (CS-5)

La quinta superficie transgresiva (TS-5), ubicada a los 286 m del perfil, marca el comienzo de la última secuencia identificada (CS-5), que presenta un espesor de 196 m, culminando con una nueva superficie transgresiva (TS-6) a los 480 m del perfil, que marca el comienzo de la Formación Agrio.

El quinto cortejo transgresivo (TST-5) se caracteriza por una disminución en la participación de packstones peloidales ($P_p h$), que son reemplazados por Wackestones radiolaríticos ($W_r h$), Packstones intraclásticos ($P_i h$), dolomías y por la presencia de abundantes niveles margosos con alto contenido de carbonato ($M_{gc} h$). Este cortejo presenta 70 m de espesor, comienza en la base de la Biozona de *Neocomites wichmanni* (Valanginiano inferior) y culmina con una nueva superficie de máxima inundación (MFS-5) ubicada a los 356 m del perfil, ya dentro de la Biozona de *Lissonia riveroi* (Valanginiano inferior).

Por encima se desarrolla un nuevo cortejo regresivo (RST-5), con un espesor de 124 m, culminando con una nueva superficie transgresiva (TS-6) que da inicio a la Formación Agrio, a los 480 m del perfil (Fig. 4.8). Se desarrolla dentro de la Biozona de *Lissonia riveroi* (Valanginiano inferior) y se caracteriza por un nuevo aumento en la participación de partículas peloidales, mayor contenido calcáreo, bioclastos de mayor tamaño y mayor bioturbación. También se reconocen niveles margosos, todos ellos con alto contenido de carbonato.

A lo largo de esta secuencia depositacional (CS-5) se reconocen distintas asociaciones de facies que se van alternando en la vertical producto de variaciones en el nivel del mar de menor orden. Se lograron identificar al menos 5 secuencias de alta frecuencia con arreglos progradantes y limitadas por superficies de inundación de menor orden. Las asociaciones de facies que las componen son las de rampa externa y rampa media distal.

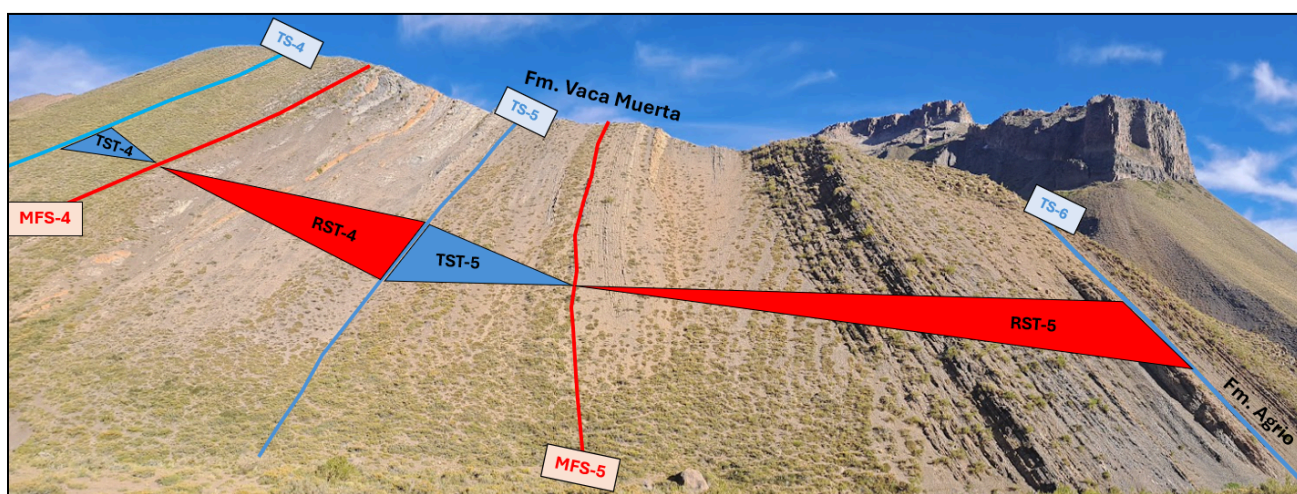


Figura 4.8. Cuarta y quinta secuencias depositacionales (CS-4 y 5). En triángulos celestes y rojos se indican los cortejos transgresivos (TST) y los regresivos (RST), respectivamente. En líneas celestes y rojas se indican las superficies transgresivas (TS) y las superficies de máxima inundación (MFS), respectivamente.

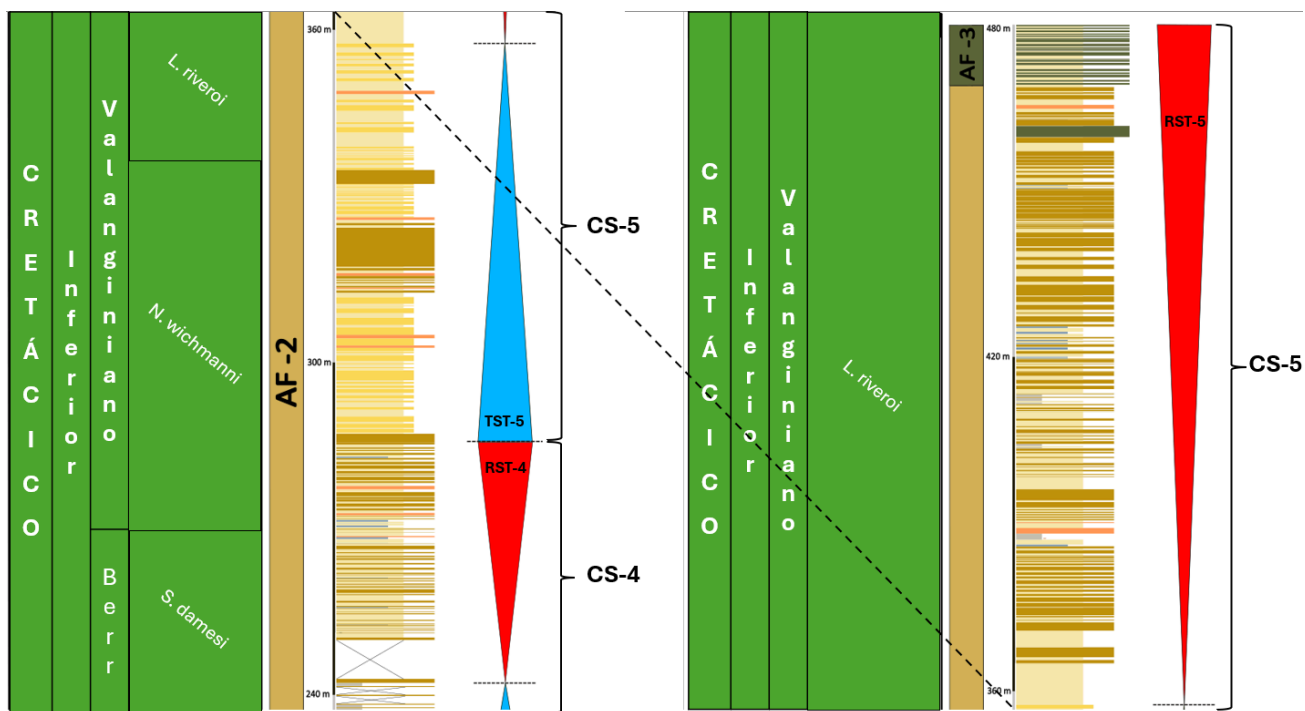


Figura 4.9. Perfil sedimentario relevado junto con la ubicación de las últimas secuencias depositacionales, los cortejos transgresivos y regresivos y las biozonas de amonites.

Capítulo 5 - Registro de rayos gamma espectral

5.1 - Introducción

Este capítulo tiene por objetivo analizar el registro de radiación gamma natural emitida por la Formación Vaca Muerta en la zona de estudio. El análisis busca relacionar las distintas fuentes radiactivas y la variación de la radiación emitida en la vertical con las variaciones de facies y la interpretación secuencial. Se obtuvieron curvas correspondientes a la radiación gamma total y al contenido de uranio (U), torio (Th) y potasio (K), que son las principales fuentes radiactivas presentes en las rocas (e.g. Dypvik y Eriksen 1983, Schlumberger 1991).

El registro se llevó a cabo con un detector de rayos gamma espectral (RS-230 BGO Spectrometer), tomando mediciones cada 1 m aproximadamente con una duración de 120 segundos por medición. De esta forma, se buscó construir curvas que permitan realizar correlaciones con datos análogos de afloramiento y de subsuelo.

El registro de rayos gamma es utilizado principalmente en la industria de los hidrocarburos como una herramienta para determinar litologías, estimar la fracción arcillosa y el tipo de arcillas de un reservorio, identificar potenciales niveles generadores de hidrocarburos a través del conocimiento del contenido de uranio, hacer correlaciones entre pozos tanto abiertos como entubados, análisis de facies y ambientes depositacionales, entre otros usos. Su principio de medición está basado en que los rayos gamma naturales de las rocas son generados por el decaimiento radiactivo de cuatro isótopos: ^{40}K , ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th . Un detector instalado en la herramienta realiza un conteo de los rayos gamma captados por el mismo, generando destellos de luz que luego son convertidos en pulsos eléctricos. En el caso del registro de rayos gamma espectral, se divide el espectro de energía en ventanas que indican qué elemento generó esa emisión.

El potasio es un elemento habitual en la estructura de varios minerales detríticos comunes, como los minerales de las arcillas (illita, glauconita, entre otros) y los feldespatos potásicos. También se encuentra en las micas y en las evaporitas potásicas. El torio contribuye a la radiactividad de las rocas al formar parte de la estructura cristalina de minerales pesados o al quedar adsorbido sobre la superficie de minerales de arcilla, como la caolinita o la esmectita (Hassan et al. 1976, Hesselbo 1996).

En el caso de la Formación Vaca Muerta, se interpreta que altos valores de radiación gamma emitida por el torio y/o el potasio se encuentran principalmente relacionados a la presencia de minerales de arcilla, mientras que valores bajos indicarían bajos contenidos de los mismos. Esto es debido a que la presencia del resto de los minerales mencionados que contienen torio y potasio es despreciable para esta formación (Capelli et al. 2018, 2021a,b). La presencia de tobas podría generar elevadas concentraciones de torio, sin embargo, como se indica en la Figura 5.6 C, se puede observar que el torio y el potasio presentan una correlación lineal y positiva, sugiriendo que lo que controla la presencia del torio, al igual que para el potasio, serían los minerales de arcilla.

Por otro lado, el uranio puede tener un origen tanto detrítico como autigénico. El autigénico se transporta en solución y precipita en la interfase agua-sedimento bajo condiciones anóxicas o reductoras, quedando adsorbido en la superficie de la materia orgánica o incorporándose por reacción en fosfatos (Koczy 1956, Durrance 1986, Schön 2015). La precipitación del mismo se produce por la reducción del

ion soluble U^{6+} al ion insoluble U^{4+} . Esto puede llevar a un aumento considerable en el contenido de uranio autigénico, superando al contenido de uranio detrítico si este último es bajo (e.g Wignall y Myers 1988, Stocks y Lawrence 1990). Las facies que suelen presentar una relación fuerte entre el contenido de uranio y el contenido orgánico total son las pelitas marinas pelágicas o hemipelágicas con bajo aporte detrítico (Lüning y Kolonic 2003). Cuando no se presenta una relación entre el contenido de uranio y el contenido orgánico total, el registro de rayos gamma total es un buen indicador del contenido de arcilla total de la roca (Bhuyan y Passey 1993). En general, la Formación Vaca Muerta presenta una buena correlación entre el contenido orgánico total y el contenido de uranio a lo largo de la cuenca (Tenaglia et al. 2020), con una fracción menor de uranio detrítico (Capelli et al. 2018). Por lo tanto, en este caso, el contenido de uranio puede ser utilizado como un proxy para identificar las zonas con mayor contenido de carbono orgánico total.

En la Figura 5.1 se pueden observar valores ideales en °API de radiación gamma para distintos tipos de rocas comunes. En términos generales, los valores altos se asocian a litologías con alto contenido de material arcilloso (fangolitas) y a depósitos piroclásticos (tobas, tufitas, entre otras) y los valores bajos de radiactividad se asocian a litologías como calizas, evaporitas o areniscas limpias. Cabe destacar que las arenitas líticas y conglomerados presentan valores de radiación gamma de acuerdo con la composición de sus clastos. Las areniscas arcillosas y las feldespáticas presentan altos valores de radioactividad.

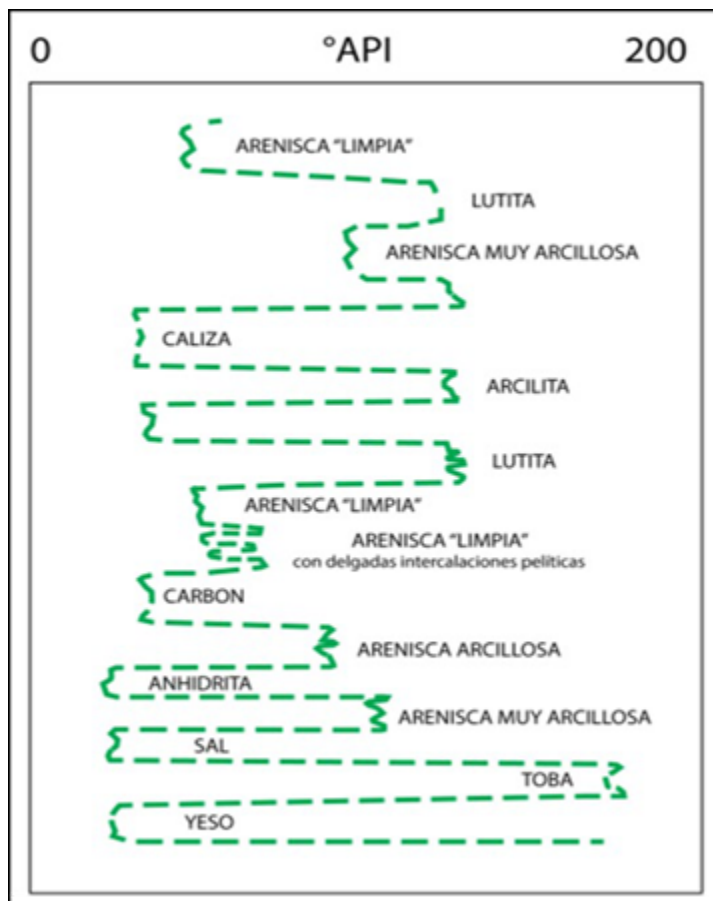


Figura 5.1. Valores de rayos gamma teóricos para diferentes litologías (Tomado de Montagna y Astesiano 2015).

Por otro lado, el estudio de la fracción arcillosa en los sedimentos finos (lutitas y margas) permite realizar inferencias sobre las condiciones climáticas en las áreas de proveniencia, así como también la identificación de cambios eustáticos y tectónicos (Singer 1984). Dado que no se tiene registro de actividad tectónica significativa para el Tithoniano temprano - Valanginiano temprano (e.g., Ramos 1999, Ramos y Folguera 2005), las asociaciones de minerales de arcilla pueden ser utilizadas como una herramienta de correlación estratigráfica, así como indicadores de los principales estadios climáticos o bien como producto de transformaciones diagenéticas. En este sentido, es posible realizar inferencias sobre la fracción arcillosa con el registro de radiación gamma espectral mediante el análisis de las relaciones Th/K y Th/U (e.g. Fertl 1979, Serra 1986, Schlumberger 2009).

En relación a los antecedentes sobre el análisis de la radiación gamma espectral de la Formación Vaca Muerta, se destacan los realizados por Capelli et al. (2018, 2021a,b) y Tenaglia et al. (2020), ambos en el sector neuquino de la cuenca. Por su parte, Kietzmann (2011) realizó un análisis sobre los distintos tipos de arcillas de la Formación Vaca Muerta en la región surmendocina de la cuenca y Kietzmann et al. (2020b) obtuvieron valores de contenido de arcillas mediante análisis de difracción de rayos X para más de 400 muestras de la región neuquina de la cuenca.

5.2 - Análisis del registro de rayos gamma

5.2.1 - Análisis del registro de rayos gamma total y espectral

Al analizar la curva de radiación gamma total obtenida se pueden reconocer a grandes rasgos 3 intervalos (Fig. 5.2). El primero (I) de ellos abarca los primeros 100 m del perfil, donde se reconocen valores de radiación gamma total altos. El segundo intervalo (II), desarrollado hasta los 350 m del perfil, presenta valores de radiación gamma total relativamente bajos con una tendencia estable. El tercer intervalo (III), desarrollado desde los 350 m hasta los 480 m del perfil presenta un nuevo aumento en los valores de radiación gamma total.

El comportamiento de la curva de radiación gamma total en los primeros 100 m del perfil presenta una correlación clara con el comportamiento de la curva de contenido de uranio (Fig. 5.3). Esta última presenta sus valores más altos en este sector del perfil, superando las 20 ppm. Desde el punto de vista litológico, este sector del perfil se encuentra dominado principalmente por las litofacies margosas de color negro a gris oscuro. Al incorporar la interpretación secuencial, se puede reconocer que, dentro de los cortejos transgresivos involucrados (TST-1 y TST-2), la curva de contenido de uranio presenta valores máximos locales. Por lo tanto, se interpreta que el patrón observado en las curvas estaría asociado a una elevada proporción de uranio debido a la preservación de materia orgánica y a las condiciones reductoras del medio, desarrolladas durante las etapas transgresivas.

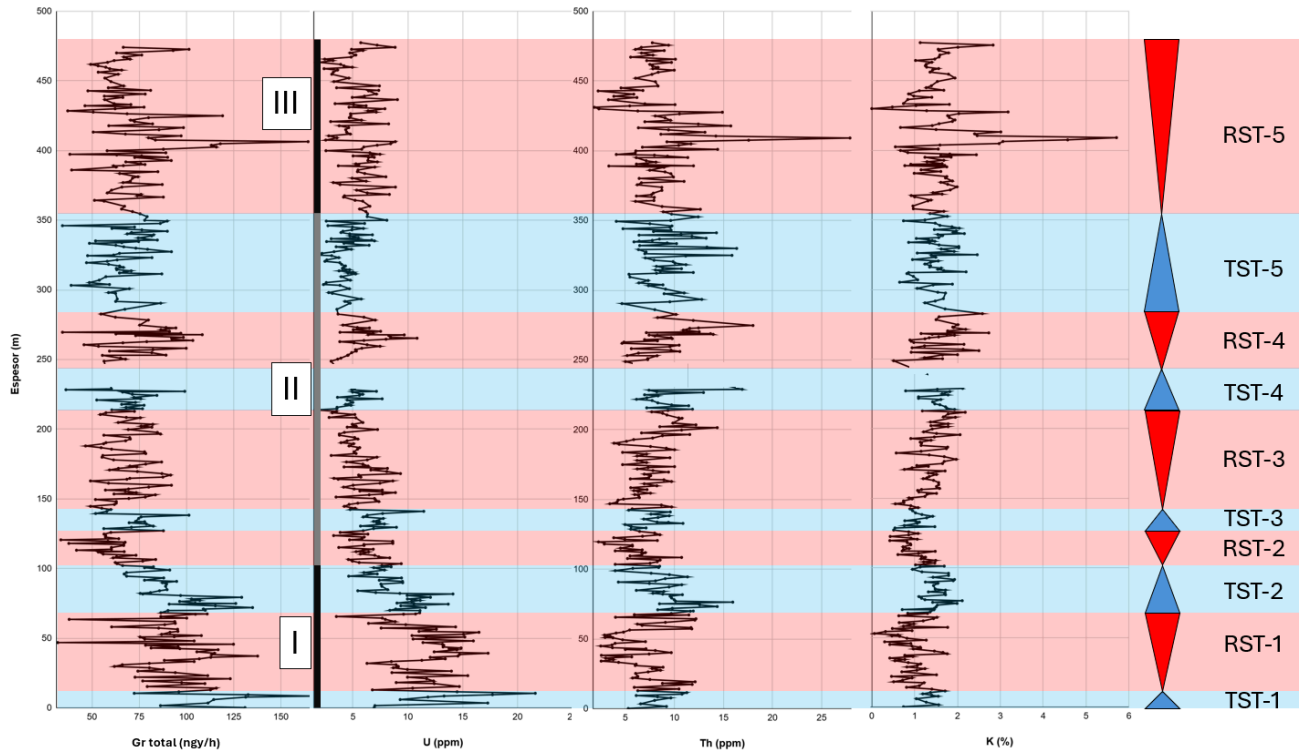


Figura 5.2. Registro de radiación gamma espectral obtenido en el área del arroyo Pehuenche. Se indican los tres intervalos (I, II, III) en los que se dividió el registro para su interpretación. Se indican los cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST).

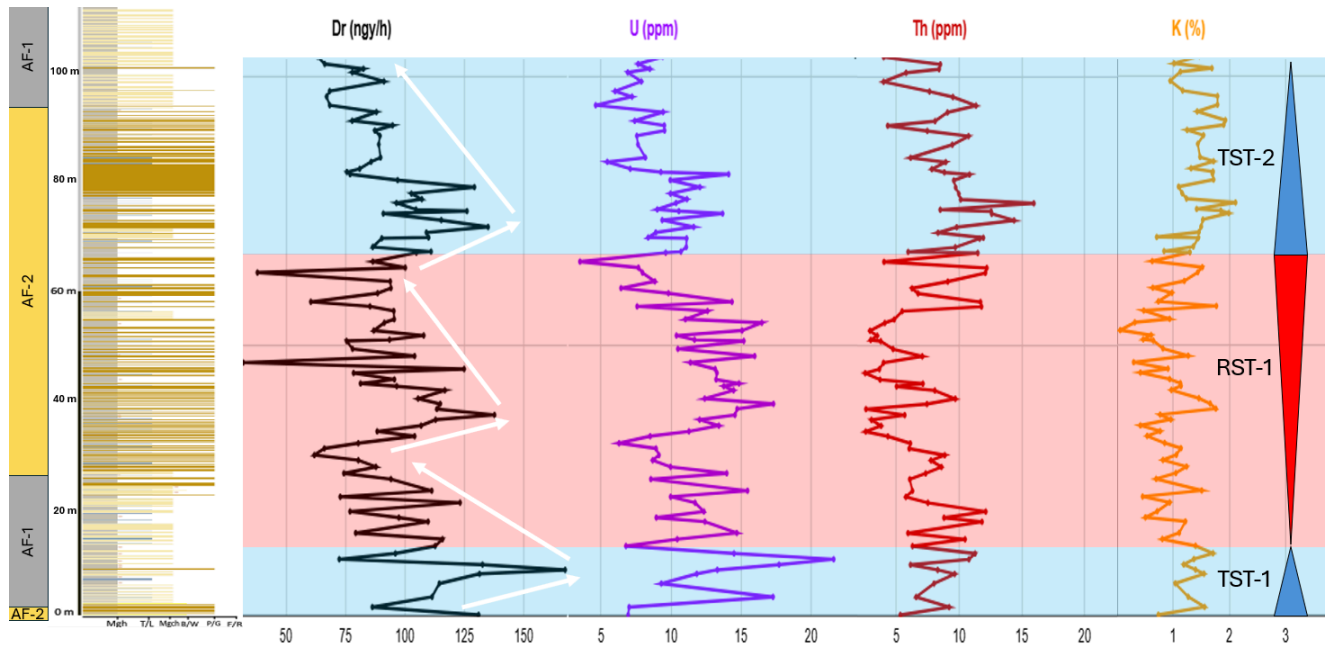


Figura 5.3. Registro de radiación gamma espectral obtenido en los primeros 100 m del perfil en el área del arroyo Pehuenche. Se indican los cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST) y el perfil relevado (referencias en anexo) junto con las asociaciones de facies. En flechas blancas se indican las tendencias interpretadas en la curva de radiación gamma total (Dr), que podrían indicar secuencias depositacional de mayor frecuencia, que no pudieron ser detectadas a partir del análisis de facies.

Por otro lado, en la zona intermedia del perfil, entre los 100 y los 350 m, se observan valores menores de radiación gamma total, describiendo una tendencia estable, aunque con variaciones locales. Entre los 100 y los 125 m, abarcando gran parte del segundo cortejo regresivo (RST-2), se observa una caída en los valores de radiación gamma total, así como también en las curvas del uranio, torio y potasio. Por encima, hasta los 140 m, se desarrolla el tercer cortejo transgresivo (TST-3) que refleja un nuevo aumento en la radiación gamma total y también en las curvas de las tres fuentes radiactivas, aunque todavía con una correlación más clara con la curva del uranio. A lo largo del tercer cortejo regresivo (RST-3), entre los 140 y los 210 m, se observan valores estables de radiación gamma total, aunque con valores de uranio que decrecen y valores de torio y potasio que aumentan. A partir del cuarto cortejo transgresivo (TST-4), entre los 210 y los 240 m, se reconoce un aumento y, posteriormente, una disminución en la radiación gamma total, que presenta mejor correlación con las curvas del torio y potasio. La radiación gamma total vuelve a aumentar durante el cuarto cortejo regresivo (RST-4), entre los 240 y los 280 m, con un comportamiento que también se puede observar en las curvas de las 3 fuentes radiactivas. A lo largo del quinto cortejo transgresivo (TST-5), entre los 280 y los 360 m, se reconoce primero una caída en la radiación gamma total y luego un aumento, reflejando una mejor correlación con el comportamiento observado en las curvas del torio y potasio.

Entre los 100 y los 350 m del perfil, no se reconoce alguna fuente radiactiva que controle la radiación gamma total de todo este intervalo, sino que resulta ser una combinación entre las 3 fuentes (Fig. 5.4). Aunque sí se logra observar que la proporción de uranio es menor que en los primeros 100 m del perfil, indicando una menor concentración de materia orgánica. A su vez, se logra reconocer una tendencia levemente creciente en las curvas de torio y potasio, lo que sugiere un aumento en la participación de la fracción arcillosa. Principalmente a partir del cuarto cortejo transgresivo (TST-4) y hasta el techo del perfil, se empiezan a reconocer variaciones de menor espesor en la curva de radiación gamma total, con una correlación con las curvas del torio y potasio. Esto podría estar asociado a la presencia de secuencias depositacionales de mayor frecuencia que no pudieron ser detectadas a partir del análisis de facies (ver capítulo 4).

Por último, desde los 350 m hasta los 480 m del perfil se identifican los valores más altos en las curvas del torio y potasio, lo que se refleja también en la curva de radiación gamma total (Fig. 5.5). Desde el punto de vista facial, en este sector del perfil se desarrolla la asociación de facies más somera, representada por la rampa media distal. Por lo tanto, se interpreta que el aumento en la radiación provendría de un aumento en la fracción arcillosa, asociado a una rápida progradación del sistema producto de una reducción generalizada del espacio de acomodación durante el Valanginiano temprano (Kietzmann et al. 2014a). Cabe mencionar que este aumento en la fracción arcillosa se torna aún más evidente en los niveles de la Formación Agrio desarrollada por encima, en la cual se reconocen intervalos pelíticos que pueden superar los 2 m de espesor (Fig. 2.11).

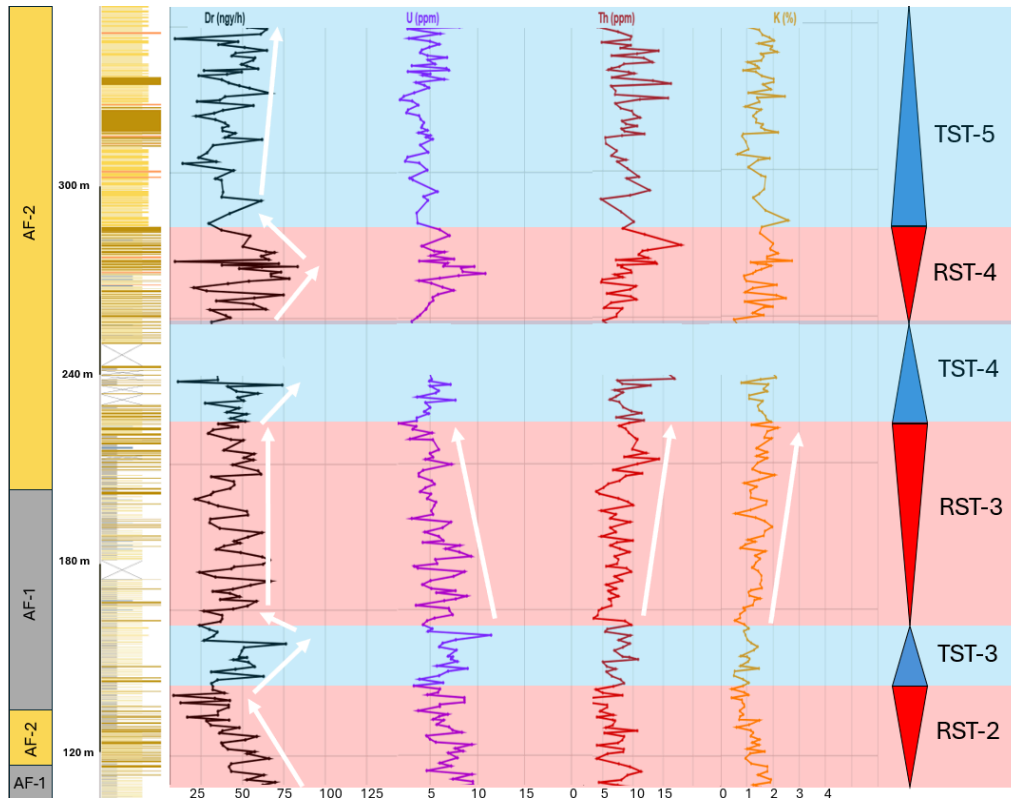


Figura 5.4. Registro de radiación gamma espectral obtenido entre los 100 y 350 m del perfil en el área del arroyo Pehuenche. Se indican los cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST) y el perfil relevado (referencias en anexo) junto con las asociaciones de facies. En flechas blancas se indican las tendencias interpretadas en las distintas curvas.

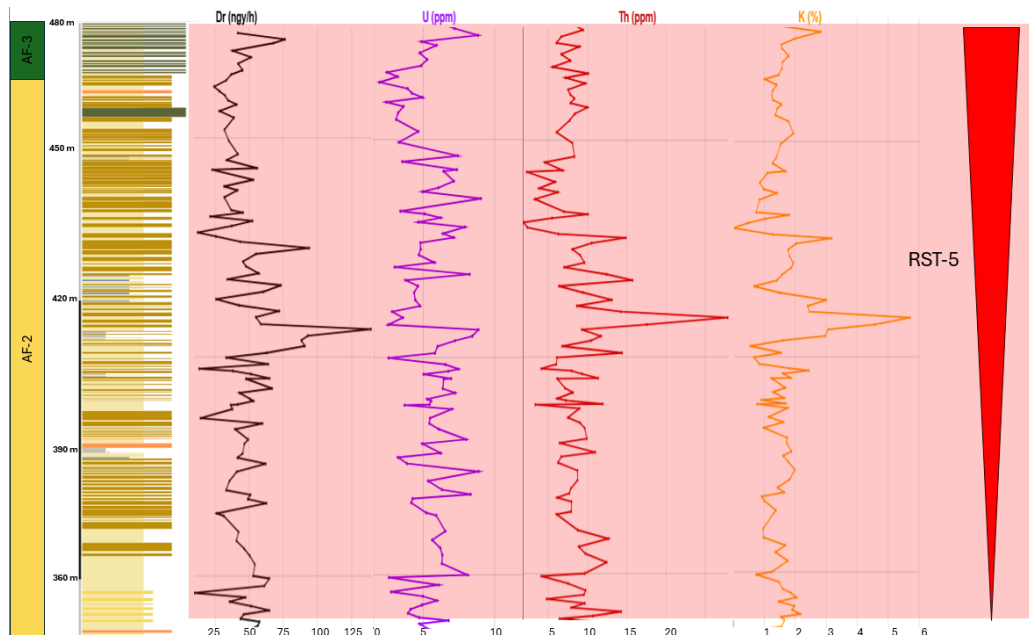


Figura 5.5. Registro de radiación gamma espectral obtenido en los últimos 130 m del perfil en el área del arroyo Pehuenche. Se indica el quinto cortejo regresivo (RST-5) y el perfil relevado (referencias en anexo) junto con las asociaciones de facies.

Con el objetivo de profundizar el análisis se llevaron a cabo distintos gráficos de dispersión resaltando las distintas relaciones que presentan las fuentes radiactivas entre sí (Fig. 5.6), con los cortejos transgresivos y regresivos (Fig. 5.7) y con las distintas asociaciones de facies (Fig. 5.8).

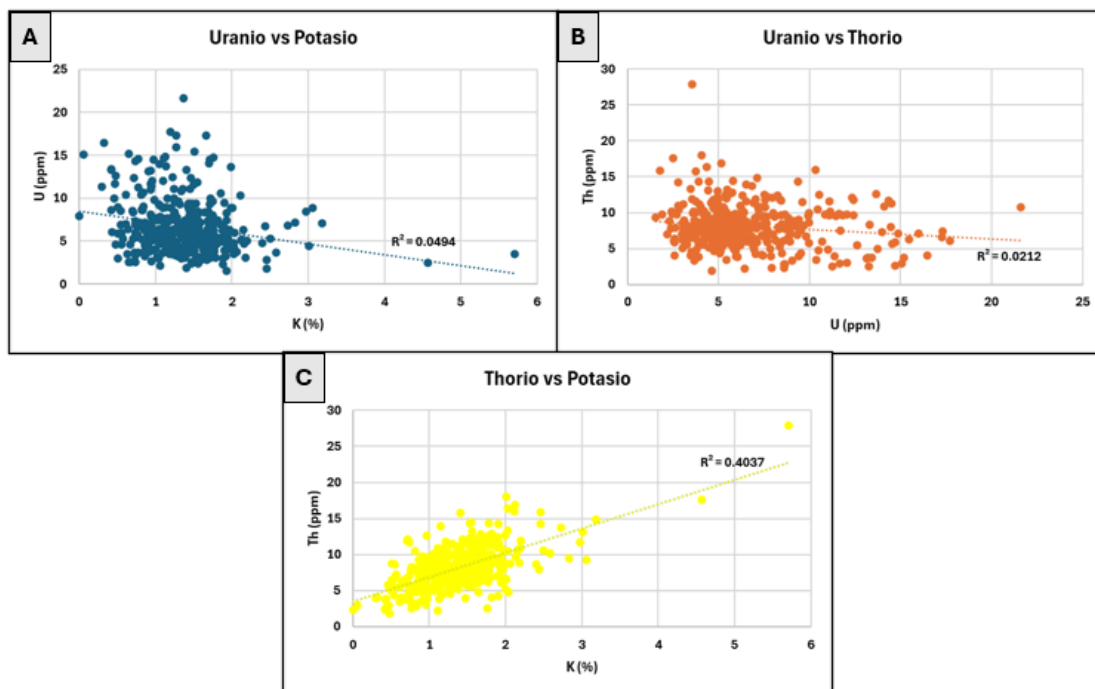


Figura 5.6. Gráficos de dispersión del contenido de las distintas fuentes radiactivas donde se puede observar el comportamiento que describen en conjunto.

En la Figura 5.6 A y B se representa la relación entre el contenido de uranio y el contenido de torio y potasio. En ambos gráficos se puede observar una importante dispersión indicando que no hay una relación dependiente entre el torio y el potasio con el uranio. A su vez, se observa una leve correlación negativa producto de que los mayores valores de uranio se presentan en los primeros metros del perfil (intervalo I) mientras que los mayores valores de torio y potasio se presentan en los últimos metros del mismo (intervalo III).

Por otro lado, en la figura 5.6 C se puede observar la relación entre el torio y el potasio. Se observa una clara correlación lineal positiva con una leve dispersión. Este comportamiento sugiere que el componente que contiene a estos elementos sería el mismo, que aquí es interpretado como los minerales de arcillas. De esta forma se descarta una influencia considerable de las tobas en la tendencia general de la curva del contenido de torio, ya que si la hubiera, el comportamiento entre estas dos fuentes radiactivas debería ser independiente.

A su vez, la Figura 5.7 contiene gráficos donde se puede observar la relación entre el contenido de cada fuente radiactiva y la radiación total resaltando los cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST).

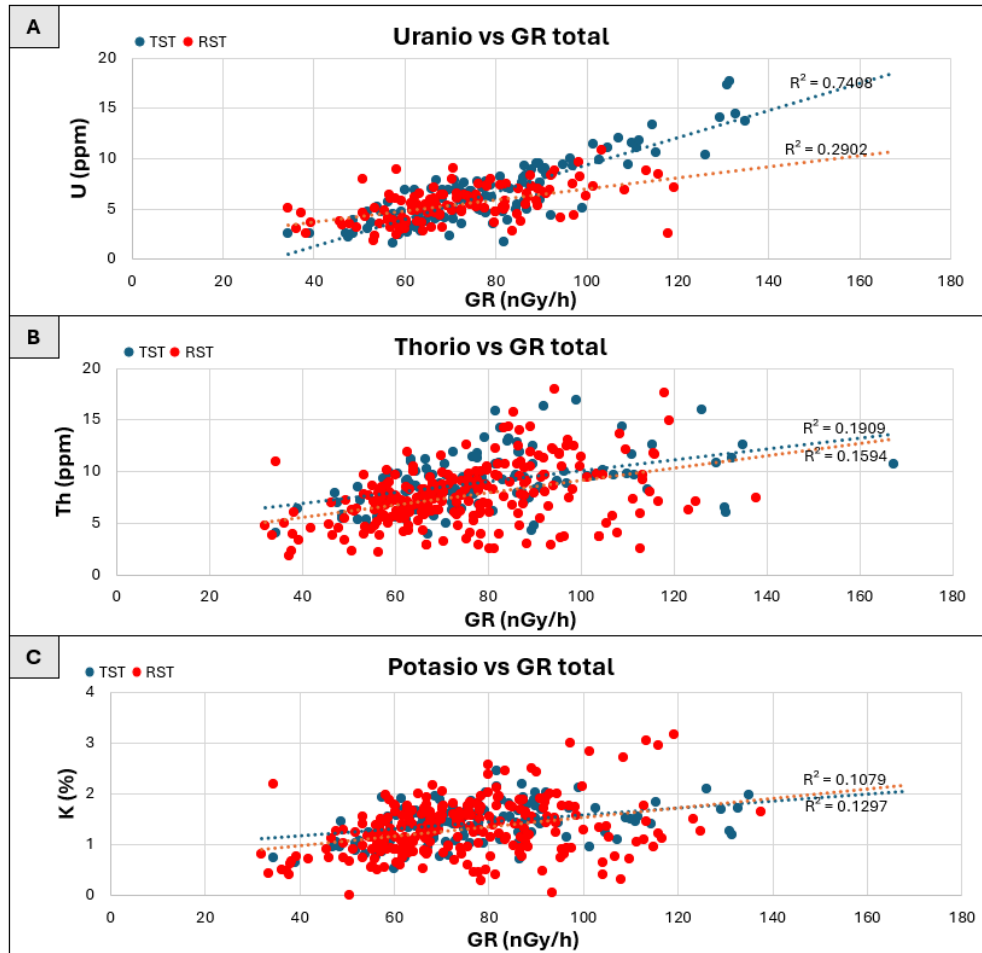


Figura 5.7. Gráficos de dispersión entre cada fuente radiactiva y la radiación gamma total diferenciando entre cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST).

En los tres gráficos (Fig. 5.7 A, B y C) se observa una correlación lineal positiva entre el contenido de cada fuente y la radiación total. Sin embargo, la fuente radiactiva que mejor correlación presenta con la curva de radiación total es el uranio, tanto para los cortejos transgresivos como para los regresivos. Por lo tanto, se puede concluir que, en términos generales, la fuente radiactiva que ejerce un mayor control sobre la curva de radiación total es el uranio. En particular, el mejor ajuste se observa para el uranio en los cortejos transgresivos, lo que estaría controlado por la presencia de uranio autigénico producto del desarrollo de ambientes reductores, lo que conlleva a su vez una mayor preservación de materia orgánica.

Por otro lado, se realizaron gráficos similares pero resaltando las asociaciones de facies (Fig. 5.8), los cuales se presentan a continuación.

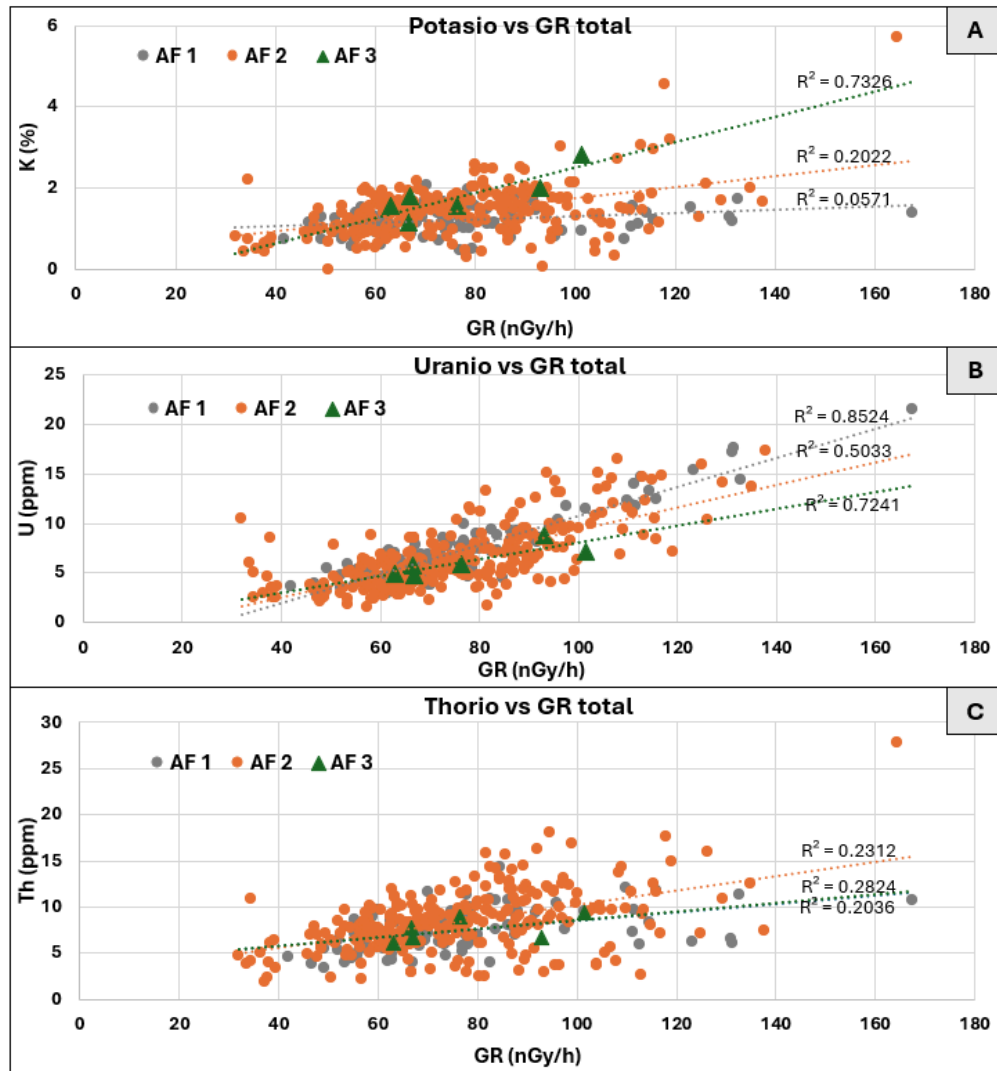


Figura 5.8. Gráficos de dispersión entre cada fuente radiactiva y la radiación gamma total diferenciando entre las distintas asociaciones de facies (AF 1, 2 y 3).

En el caso de los gráficos de la Figura 5.8 se observa nuevamente una correlación lineal positiva entre el contenido de cada fuente radiactiva y la curva de radiación gamma total para las tres asociaciones de facies definidas. Nuevamente se observan las mejores correlaciones para el uranio en las tres asociaciones de facies definidas. Sin embargo, se observa también una buena correlación entre el potasio y la radiación total para la asociación de facies 3 (rampa media distal), lo que indicaría que el control principal sobre la radiación total para esta asociación de facies estaría asociado a la fracción arcillosa rica en potasio.

5.2.2 - Cálculo de volumen de arcillas (Vsh)

Dentro de los usos del registro de rayos gamma se encuentra el del cálculo de volumen de arcillas (Vsh), que es importante para caracterizar reservorios de hidrocarburos y el comportamiento mecánico de las rocas. El primer paso para obtener el volumen de arcillas fue eliminar el efecto del uranio autigénico de

la curva de radiación gamma total debido a que no responde al contenido arcilloso de la roca sino al contenido de materia orgánica. Para ello se siguió la propuesta de Wignall y Myers (1988), quienes plantean que, para pelitas sin contenido de materia orgánica, la relación $Th/U_{\text{detrítico}} = 3$. De esta forma se obtuvo una curva de U detrítico y la diferencia con la curva de U total arrojó como resultado la curva del U autigénico (Fig. 5.9). Cabe destacar que, como se mencionó anteriormente, el contenido de torio no estaría influenciado por la presencia de tobas, sino únicamente por la fracción arcillosa (Fig. 5.6 C).

En la Figura 5.9 se puede observar cómo aproximadamente hasta los primeros 170 m del perfil el contenido de uranio autigénico (curva verde) es mayor que el de uranio detrítico (curva amarilla), coincidiendo con la zona del perfil donde dominan las litofacies margosas de color oscuro, que son las que contendrían una mayor proporción de materia orgánica. Por encima de los 170 m del perfil se observa una alternancia de intervalos donde domina el uranio detrítico y otros donde domina el uranio autigénico. No se logra distinguir alguna relación clara con las asociaciones de facies o los distintos cortejos.

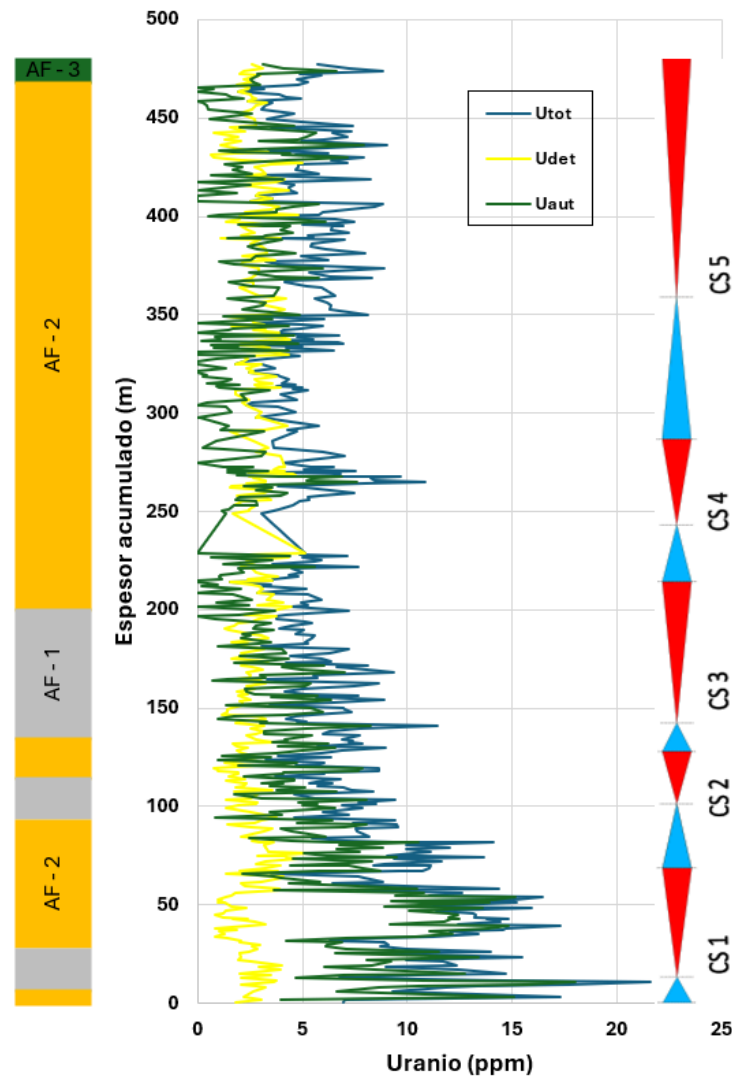


Figura 5.9. Curvas de uranio total (azul), uranio autigénico (verde) y uranio detrítico (amarillo).

Una vez obtenida la curva del uranio detrítico se recalculó la curva de radiación gamma total junto con las curvas del torio y potasio utilizando la fórmula propuesta por Gadeken et al. (1991):

$$\gamma_{API} = A[Th_{(ppm)}] + B[U_{(ppm)}] + C[K_{(wt\ \%)}]$$

Figura 5.10. Fórmula utilizada para recalculer la curva de radiación gamma luego de restar la influencia del uranio autigénico. $A=2.81$, $B=2A$, $C=4A$. El valor de A se obtuvo con la misma fórmula y las curvas registradas previo a realizar la corrección del uranio. Tomado de Gadeken et al. (1991).

Posteriormente se normalizó la curva de radiación gamma total corregida (CGR) definiendo una línea base de “arcillas” y una línea base de “areniscas”. La línea base de arcillas se ubicó en los 125 nGy/h, que es un valor correspondiente a un intervalo pelítico medido en la Formación Agrio en la zona de estudio. La línea base de “areniscas” se ubicó en los 11 nGy/h, siendo el valor mínimo de la curva de radiación gamma total corregida (CGR), correspondiente a un nivel de packstone intraclástico. Con la fórmula indicada en la Figura 5.11 se calculó el índice de arcillosidad (I_{GR}).

$$I_{GR} = \frac{GR - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}$$

Figura 5.11. Fórmula para calcular el índice de arcillosidad (I_{GR}). Referencias: GR = lectura de rayos gamma, GR_{min} = lectura de rayos gamma mínima o línea base de “areniscas”, GR_{max} = lectura de rayos gamma máxima o línea base de “arcillas”.

Una vez obtenido el I_{GR} se puede aplicar la relación lineal en donde $I_{GR} = V_{sh}$ y así obtener el volumen de arcillas. Sin embargo, distintos autores han desarrollado relaciones empíricas para obtener el volumen de arcillas a partir del I_{GR} . Estas se presentan en la Figura 5.12.

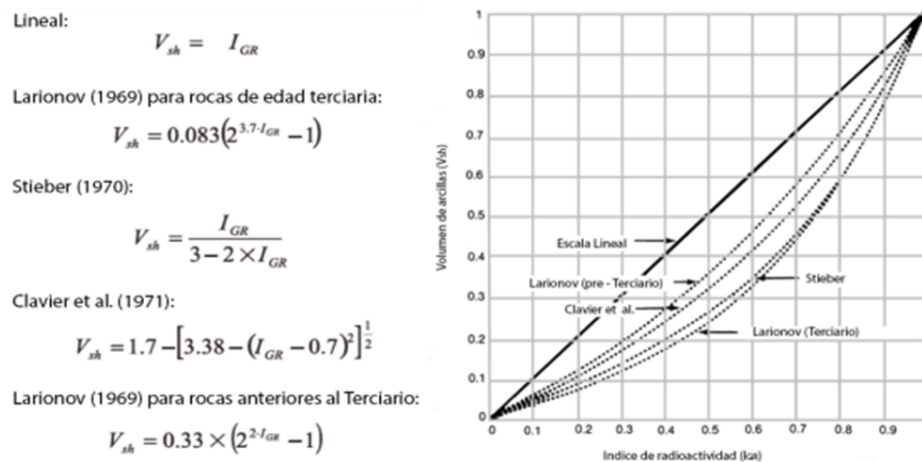


Figura 5.12. Izquierda: Relaciones empíricas utilizadas para el cálculo de volumen de arcillas. Derecha: representación gráfica de dichas ecuaciones en función del volumen de arcillas y el índice de arcillosidad (I_{GR}).

Finalmente, para obtener el volumen de arcillas se utilizó la fórmula de Larionov (1969), correspondiente para rocas anteriores al Terciario (Fig. 5.12). De esta forma se obtuvo una curva de

volumen de arcillas corregida para todo el perfil. En la Figura 5.13 se presentan los resultados junto con la curva de volumen de arcilla previo a la corrección del uranio autigénico.

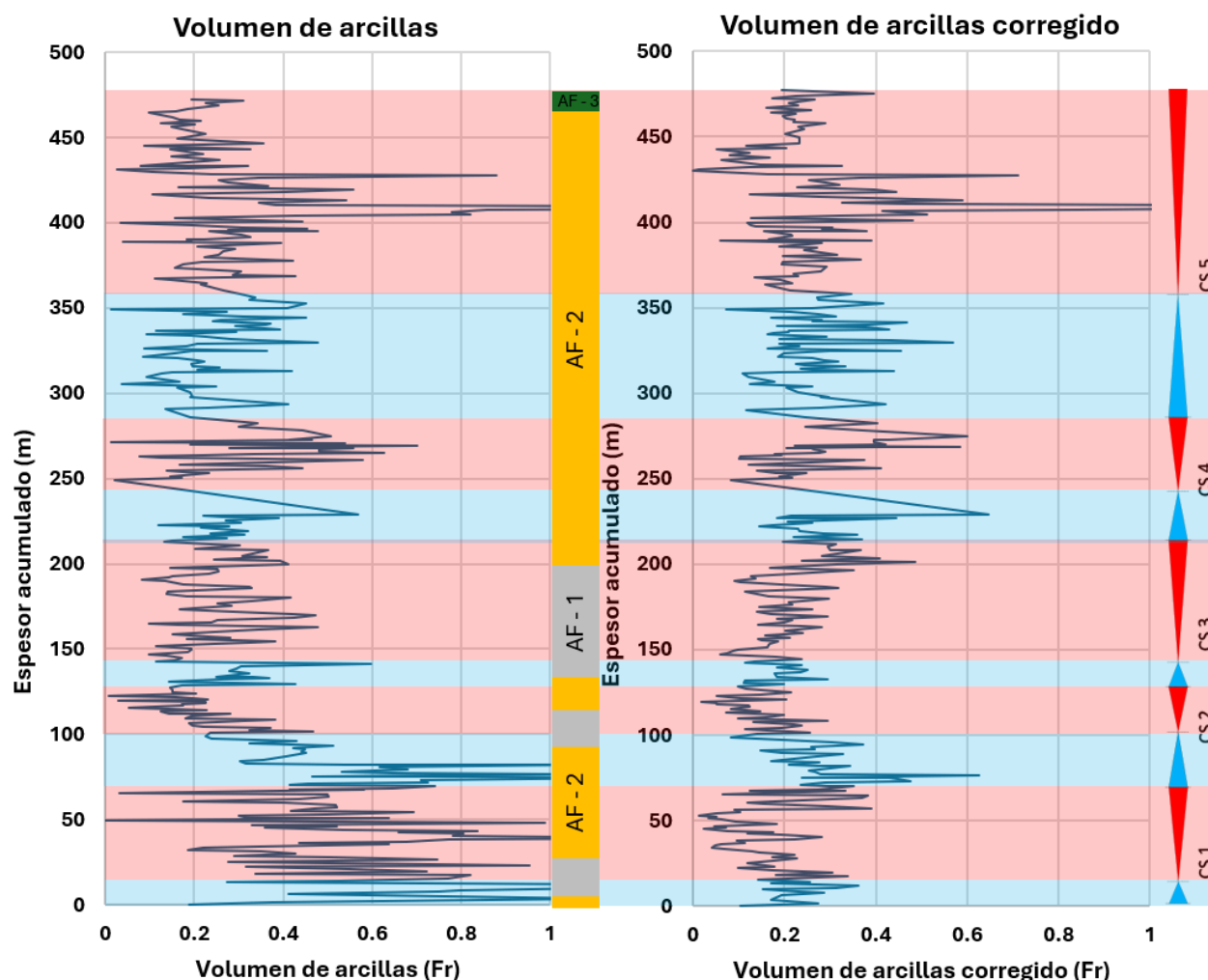


Figura 5.13. Izquierda: volumen de arcilla obtenido previo a la corrección del uranio autigénico. Derecha: volumen de arcilla obtenido luego de aplicar la corrección del uranio autigénico.

En las figuras 5.14 y 5.15 se presentan gráficos de dispersión donde se puede observar la relación entre el volumen de arcilla (Vsh) y las distintas fuentes radiactivas tanto para los cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST) como para las 3 asociaciones de facies identificadas (AF 1, 2 y 3). En términos generales se observa una correlación positiva entre el volumen de arcilla (Vsh) y el contenido de potasio (K), torio (Th) y uranio detrítico (U). Esta correlación es de tipo exponencial por la fórmula aplicada para obtener el volumen de arcilla (Fig. 5.12). Para el caso del uranio autigénico se observa una mayor dispersión con una pequeña correlación negativa debido a que los mayores valores de uranio autigénico se ubican en los primeros metros del perfil mientras que los mayores valores de volumen de arcillas se ubican en los últimos metros del perfil. No se logra distinguir un comportamiento distintivo o tendencia de alguna de las fuentes radiactivas para algún cortejo o asociación de facies en particular, por lo tanto, se realizaron cálculos de valores promedio de volumen de arcilla para identificar alguna posible tendencia (Fig. 5.16).

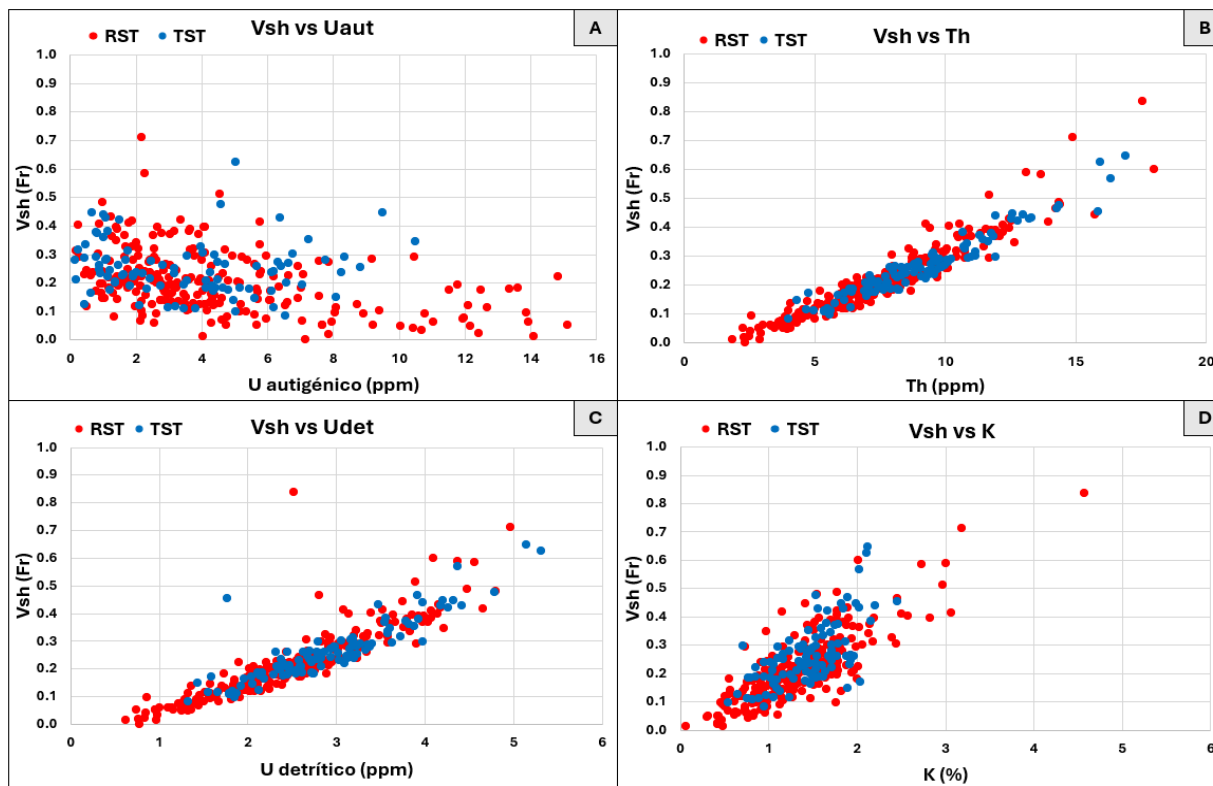


Figura 5.14. Gráficos de correlación entre volumen de arcillas (Vsh) y contenido de potasio, torio y uranio destacando cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST).

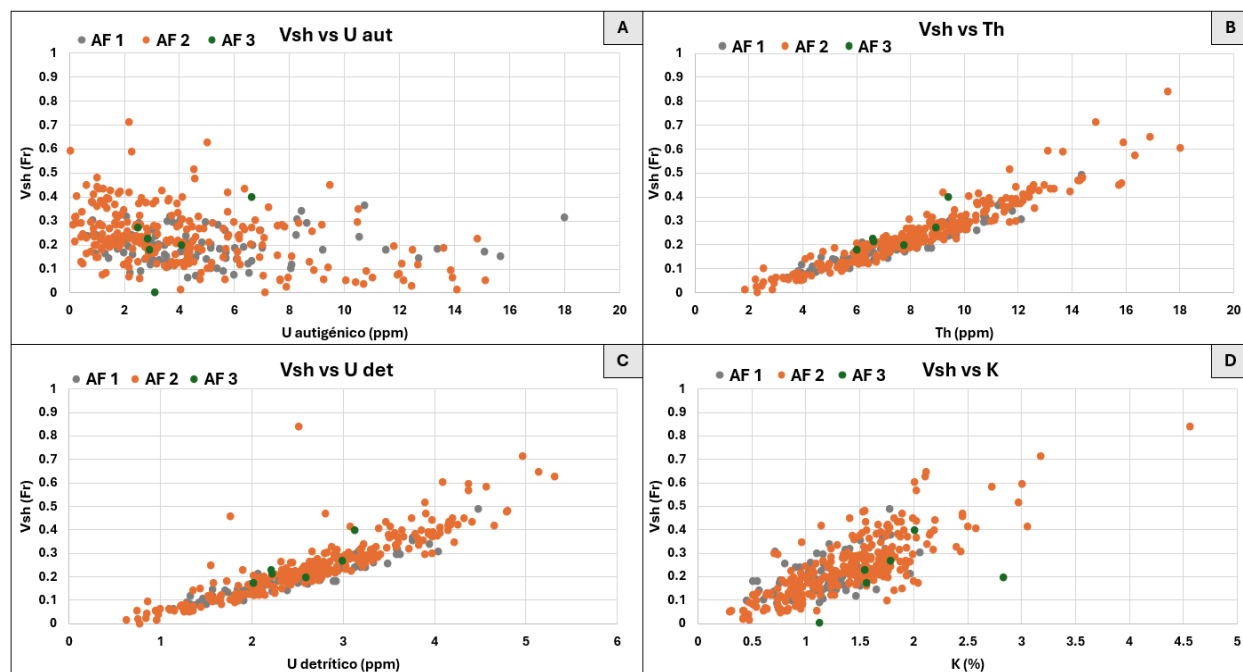


Figura 5.15. Gráficos de correlación entre volumen de arcillas (Vsh) y contenido de potasio, torio y uranio destacando las distintas asociaciones de facies identificadas (AF 1, 2 y 3).

Los valores promedio de volumen de arcilla indican una tendencia creciente desde la asociación de facies de cuenca (AF 1) con 19% de arcilla hasta valores de 23% y 24% para las asociaciones de facies de rampa externa (AF 2) y rampa media distal (AF 3), respectivamente. A su vez, el promedio del volumen de arcilla en los cortejos transgresivos (TST) arrojó un valor de 23% con un leve incremento hacia los cortejos regresivos (RST), con un 24% (Fig. 5.16). Estos resultados indican que las asociaciones de facies más someras desarrolladas producto de la progradación del sistema presentan un enriquecimiento en la fracción arcillosa.

Sección	TST	RST	AF 1	AF 2	AF 3
Vsh promedio	0.23	0.24	0.19	0.23	0.24

Figura 5.16. Valores promedio de volumen de arcilla (Vsh) obtenidos para los cortejos transgresivos (TST), regresivos (RST) y asociaciones de facies (AF 1, 2 y 3).

En la Figura 5.13 y 5.17 se puede observar que los primeros 2 cortejos transgresivos (TST 1 y 2) presentan valores de volumen de arcilla más altos que los primeros 2 cortejos regresivos (RST 1 y 2), los cuales muestran una tendencia decreciente en el volumen de arcillas. A partir del tercer cortejo transgresivo (TST 3) se observa una tendencia creciente en el volumen de arcilla, que incluye a los últimos cortejos transgresivos (TST 4 y 5) y regresivos (RST 3, 4 y 5). En la Figura 5.17 se pueden observar los valores promedio de volumen de arcilla para cada cortejo. Dentro del tercer cortejo regresivo se ubica el límite Jurásico - Cretácico. Estos resultados son consistentes con el análisis realizado por Kietzmann et al. (2020b) en la región neuquina, quienes reconocieron que en el intervalo Tithoniano la fracción arcillosa es relativamente baja, con un rango que va desde menos del 10% para calizas y entre 10% y 30% para las margas. En cambio, en el intervalo Berriasiano-Valanginiano, estos valores pueden aumentar hasta un 40%, debido a que el sistema se vuelve más somero.

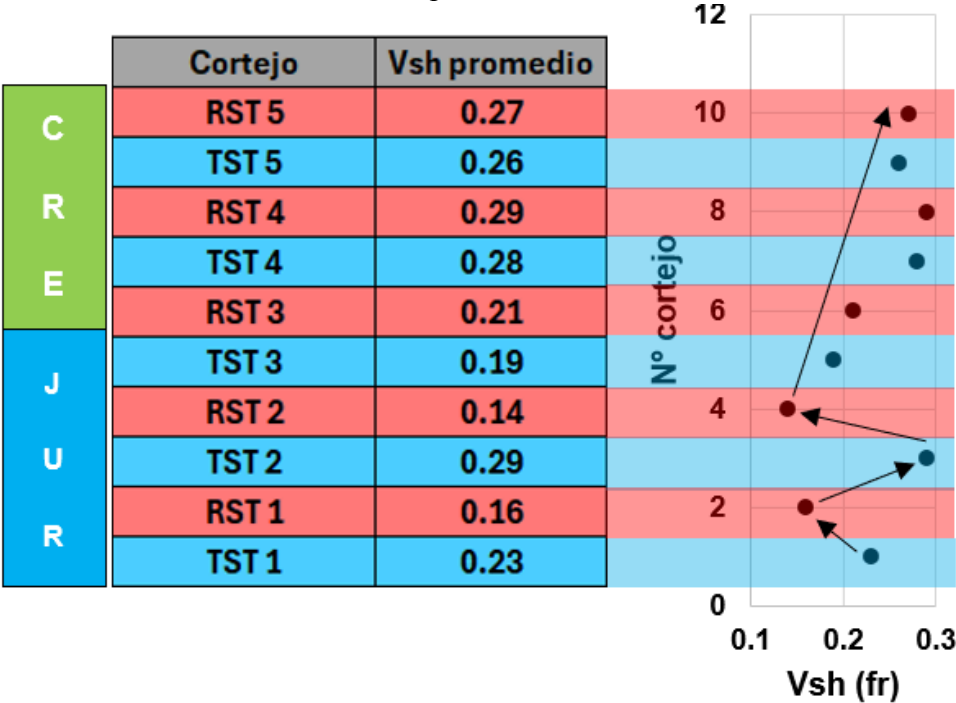


Figura 5.17. Valores promedio de volumen de arcilla (Vsh) para cada cortejo identificado.

Si bien los resultados obtenidos parecen consistentes con los valores esperados y lo que se presenta en la bibliografía, lo ideal sería realizar un análisis de difracción de rayos X o de microscopía electrónica de barrido para terminar de calibrar el método utilizado en esta sección, aunque estos estudios escapan a los objetivos del presente Trabajo Final de Licenciatura.

5.2.3 - Caracterización de arcillas y condiciones ambientales

Kietzmann (2011) sugiere que el factor principal que influencia las asociaciones finales de arcillas en la Formación Vaca Muerta en la región surmendocina de la cuenca es la condición climática del área de proveniencia. Aunque los minerales de arcilla también pueden formarse por cristalización autigénica y neoformación, pueden ser afectados por factores hidrodinámicos, actividad tectónica o por variaciones en la composición de la roca fuente. Dado que no se tiene registro de actividad tectónica significativa para el Tithoniano temprano - Valanginiano temprano (e.g., Ramos 1999, Ramos y Folguera 2005), las asociaciones de minerales de arcilla pueden ser utilizadas como una herramienta de correlación estratigráfica, así como indicadores de los principales estadios climáticos. En este sentido, es posible realizar inferencias sobre la fracción arcillosa con el registro de radiación gamma espectral mediante el análisis de las relaciones Th/K y Th/U (e.g. Fertl 1979, Serra 1986, Schlumberger 2009).

Para la identificación del material arcilloso se empleó una técnica cualitativa mediante el análisis de la relación Th/K y Th/U siguiendo las propuestas de Fertl (1979), Serra (1986), Schlumberger (2009). En las figuras 5.18 y 5.19 se puede observar que la mayoría de los valores se ubican en el campo de la montmorillonita y en el de las arcillas interestratificadas (illita - montmorillonita) y, en menor medida, en los campos de la illita y la clorita. Al observar la Figura 5.18A no se logra observar una diferencia clara entre los tipos de arcilla para los distintos tipos de cortejos. En la Figura 5.18B se observa que el tipo de arcilla para la asociación de facies de rampa media distal (AF 3) se ubica principalmente en el campo de las arcillas interestratificadas, mientras que para las asociaciones de facies de cuenca y rampa externa se observa una mayor dispersión abarcando los campos mencionados previamente sin describir un patrón o diferenciación clara entre ambas. A su vez, se observa que no hay una cantidad de datos significativos que se ubiquen en el campo de minerales pesados con torio, apoyando la premisa de que el torio respondería principalmente al contenido de arcillas.

En la Figura 5.19 se representa de otra forma gráfica la relación Th/K en donde se puede observar un patrón similar al de la Figura 5.18. La mayoría de los datos se ubican en el campo de las arcillas interestratificadas (illita-montmorillonita), con una fracción menor de datos que se ubican en los campos de la muscovita/illita y caolinita/clorita. En el caso de los cortejos no se logra observar un patrón diferente para alguno de ellos. En el caso de las asociaciones de facies, la totalidad de los datos correspondientes a las facies de rampa media distal (Af 3) se ubican en el campo de las arcillas interestratificadas (illita-montmorillonita) mientras que para las asociaciones de facies de cuenca y rampa externa no se observa un patrón distintivo.

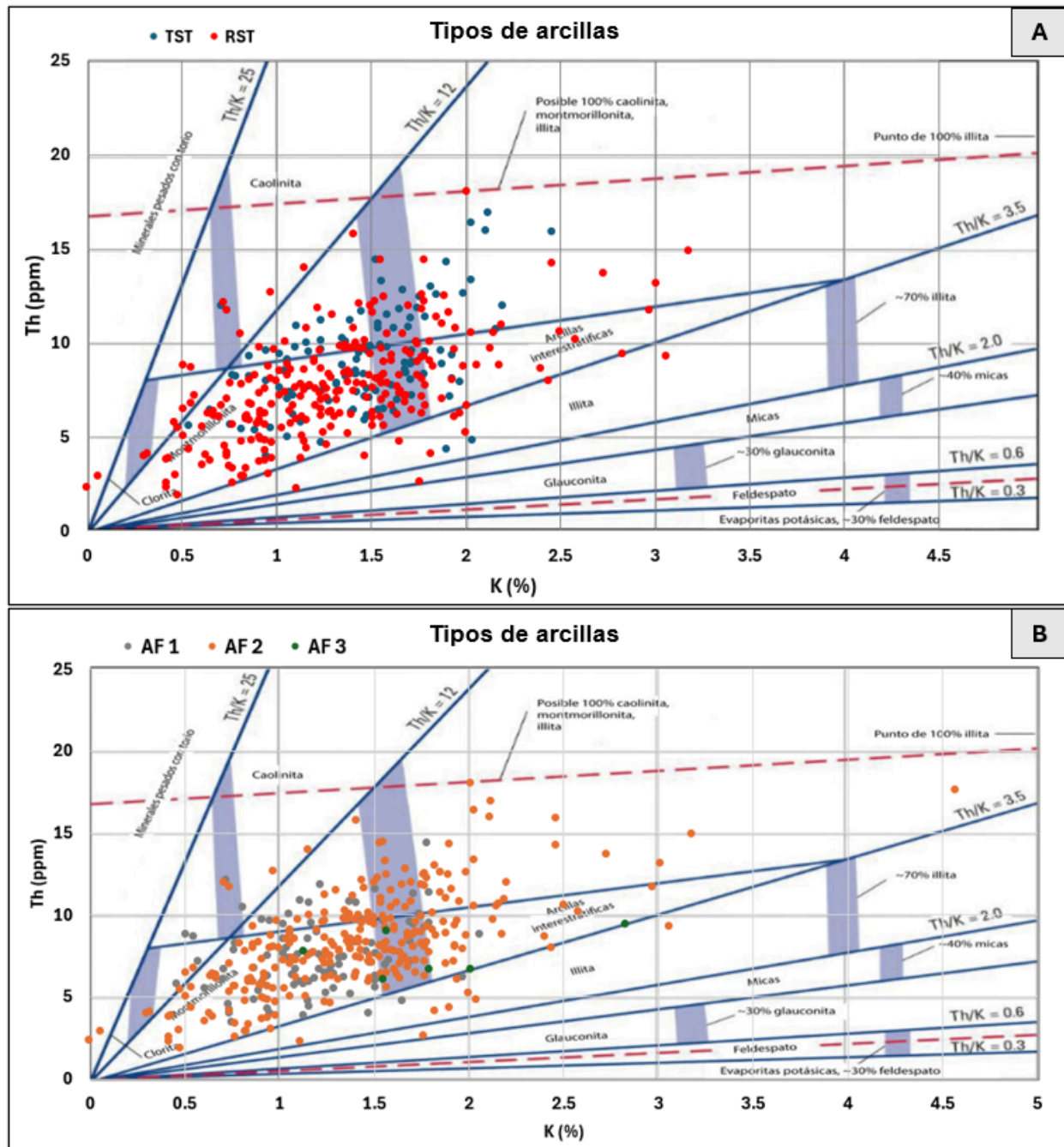


Figura 5.18. Relación Torio vs Potasio para la identificación de los distintos tipos de arcillas (Schlumberger 2009) resaltando los cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST) y las distintas asociaciones de facies (AF 1, 2 y 3).

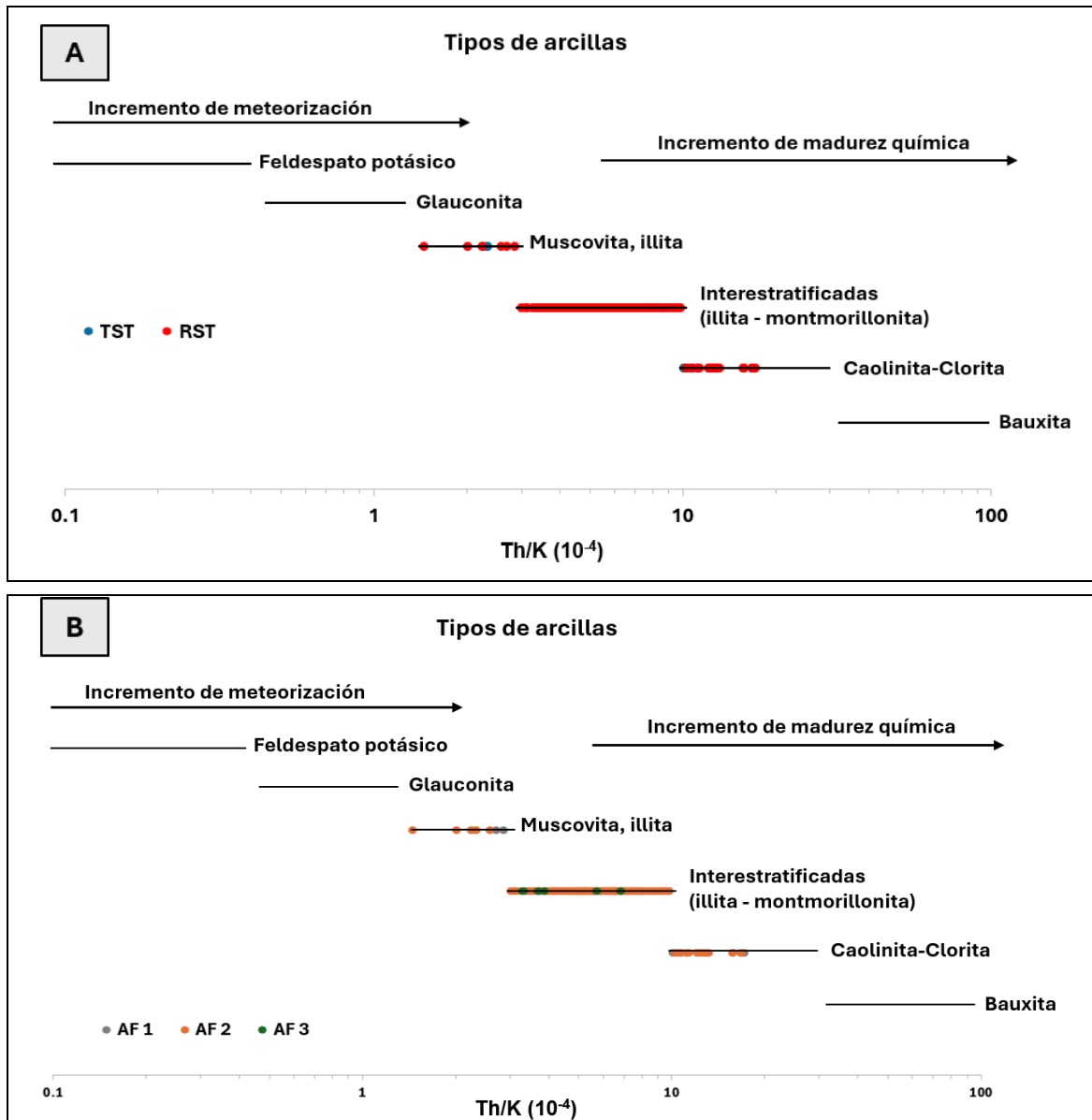


Figura 5.19. Relación Torio vs Potasio para la identificación de los distintos tipos de arcillas (Serra 1986) resaltando los cortejos transgresivos (TST) y regresivos (RST) y las distintas asociaciones de facies (AF 1, 2 y 3).

Para caracterizar las condiciones del ambiente de depositación se analizó la relación torio - uranio (Th/U) propuesta por Fertl (1979). Este autor sugiere los siguientes rangos y su respectivo significado ambiental:

- $\text{Th/U} > 7$: indica remoción preferencial de uranio, posiblemente debido a lixiviación. Suele encontrarse en ambientes continentales y condiciones oxidantes.
- $2 < \text{Th/U} < 7$: asociado a condiciones marinas, pelitas grises-verdosas.
- $\text{Th/U} < 2$: enriquecimiento de uranio, condiciones marinas reductoras, asociado a depósitos de pelitas marinas y fosfatos.

Cortejo	Th/U
RST 5	1.8
TST 5	2.3
RST 4	1.7
TST 4	2.2
RST 3	1.5
TST 3	1.1
RST 2	1.1
TST 2	1.1
RST 1	0.6
TST 1	0.7

AF	Th/U
3	1.3
2	1.5
1	1

Figura 5.20. Relación Th/U para los distintos cortejos y asociaciones de facies.

A partir de los resultados obtenidos en la figura 5.20 se puede observar que tanto para las asociaciones de facies como para los distintos cortejos la relación Th/U se ubica mayormente por debajo de 2, lo que indica una clara afinidad por ambientes marino reductores con enriquecimiento de uranio. Para el caso de las asociaciones de facies se observa el menor valor de Th/U para la asociación de facies de cuenca (AF 1), en la que se desarrollan principalmente las litofacies margosas con mayor contenido de materia orgánica. Para las asociaciones de facies de rampa externa (AF 2) y rampa media distal (AF 3) se observan valores mayores de Th/U aunque todavía por debajo de 2. Para el caso de los cortejos se observan valores bajos de Th/U para los primeros cortejos y una tendencia creciente hacia los cortejos superiores, alcanzando valores por encima de 2. Esto indica que los primeros metros del perfil relevado son los que contienen un mayor enriquecimiento en uranio. Sin embargo, no se logra observar la presencia de valores menores de Th/U en los cortejos transgresivos respecto de los regresivos, reforzando la premisa de que sería durante las etapas transgresivas en las que se daría la mayor preservación de materia orgánica y la precipitación del uranio bajo condiciones reductoras. Sin embargo, estos resultados no dependen solo del contenido de uranio sino también del contenido de torio, que también presenta valores elevados durante las etapas transgresivas (Fig. 5.2), asociado a un aumento en la fracción arcillosa (Fig. 5.17).

Capítulo 6 - Conclusiones

El análisis sedimentológico de la Formación Vaca Muerta llevado a cabo en el área del arroyo Pehuenche, en el sur de Mendoza, permitió reconocer tres asociaciones de facies propias de un ambiente sedimentario de rampa carbonática. Las asociaciones de facies identificadas corresponden al sector de rampa media distal, rampa externa y cuenca.

La asociación de facies de cuenca (AF-1) se encuentra dominada por margas y, de forma subordinada, se desarrollan niveles de *packstones* intraclásticos y tobas. La marcada laminación, la ausencia de bioturbación, la abundante preservación de restos fósiles, la presencia de niveles microbianos y la abundancia de radiolarios y microcrinoideos sugiere que el principal mecanismo de depositación fue a partir de la decantación de la columna de agua en condiciones de baja energía y baja oxigenación. Sin embargo, la textura dominante dentro de las margas es grano-sostén, la laminación horizontal característica en algunos casos es irregular e incluso ondulítica, sugiriendo un frecuente retrabajo por corrientes de turbidez disparadas probablemente por tormentas. Las paleocorrientes indican direcciones opuestas, tanto este como oeste. Incluso se han reconocido pliegues por deformación sinsedimentaria con vergencias hacia el este generados por deslizamientos gravitacionales, sugiriendo que esta sección se ubicaba en una posición del depocentro con aportes desde ambos márgenes del mismo, con el posible desarrollo de un talud hacia el oeste.

La asociación de facies de rampa externa (AF-2) está compuesta por una intercalación de depósitos de baja energía con otros de energía moderada asociados a tempestitas y turbiditas distales. Durante los eventos de energía moderada se habrían depositado las margas finamente laminadas y los *grainstones/packstones* intraclásticos y peloidales con texturas grano-sostén. Durante las etapas de menor energía habría predominado la sedimentación por decantación de material proveniente de plumas en suspensión y organismos planctónicos, conformando los *wackestones* radiolaríticos y las margas matriz sostenidas, depósitos posteriormente retrabajados durante los eventos de energía moderada.

La asociación de facies de rampa media distal (AF-3) se desarrolló en un medio de energía moderada a alta asociado a eventos de tormenta, intercalados con procesos de decantación por suspensión. Durante los eventos de mayor energía se habrían depositado los bancos de *floatstones*, *rudstones* y *packstones* peloidales con contenido bioclástico, mientras que durante las etapas de menor energía se habrían depositado las margas finamente laminadas.

A partir de la identificación de las superficies de inundación se reconocieron cinco secuencias depositacionales compuestas, que en su conjunto reflejan una tendencia general regresiva (progradante).

La primer secuencia depositacional compuesta (CS-1) comienza en el Tithoniano inferior (Biozona de *Virgatosphinctes andesensis*) con una superficie transgresiva desarrollada por encima de los depósitos lacustres de la Formación Tordillo. Esta secuencia culmina en el Tithoniano superior bajo (Biozona de *Windhausenicerias internispinosum*).

La segunda secuencia depositacional compuesta (CS-2) se desarrolla entre el Tithoniano superior bajo y el Berriasiano inferior (biozonas de *Windhausenicerias internispinosum* a *Substeueroceras koeneni*). Mientras que la tercera secuencia depositacional (CS-3) comienza en el Berriasiano inferior y culmina en el Berriasiano superior bajo (biozonas de *Substeueroceras koeneni* a *Argentinicerias noduliferum*).

La cuarta secuencia depositacional (CS-4) se desarrolla durante el Berriasiano superior (biozonas de *Argentiniceras noduliferum* a *Spiticeras damesi*). Mientras que la quinta secuencia depositacional (CS-5) se desarrolla desde el Berriasiano superior al Valanginiano inferior (biozonas de *Spiticeras damesi* a *Lissonia riveroi*) y culmina con una nueva superficie transgresiva que da inicio al desarrollo de la Formación Agrio.

El registro de radiación gamma espectral medido en el afloramiento permitió identificar tres grandes intervalos con características diferentes. El primero de ellos, desarrollado hasta los 100 m del perfil, presenta valores elevados de radiación gamma total, con una clara correlación con la curva de contenido de uranio, producto de una alta preservación de materia orgánica y de las condiciones reductoras del medio, desarrolladas principalmente durante las etapas transgresivas. El segundo intervalo, desarrollado entre los 100 y los 350 m del perfil, se caracteriza por una tendencia estable en la curva de radiación gamma total, debido a una disminución en la concentración de materia orgánica, reflejado en la curva del contenido de uranio y un aumento en la fracción arcillosa, reflejado en un aumento en las curvas del torio y el potasio. El tercer intervalo, desarrollado hasta el techo del perfil, presenta valores elevados en las curvas del torio y potasio, lo que se refleja también en la curva de radiación gamma total, producto de un aumento en la fracción arcillosa, asociado a una rápida progradación del sistema en el contexto de una reducción generalizada del espacio de acomodación durante el Valanginiano temprano (Kietzmann et al. 2014a).

El cálculo de volumen de arcilla, luego de realizar la corrección del contenido de uranio autigénico, arrojó valores promedio que se ubican entre un 14% y un 29%. Se logró identificar un aumento en la fracción arcillosa en los primeros 2 cortejos transgresivos respecto de los primeros 2 cortejos regresivos. Mientras que, a partir del tercer cortejo regresivo, ubicado en la base del Cretácico, se observa una tendencia creciente del volumen de arcilla independientemente del cortejo, evidenciando un aumento en el aporte clástico en el sistema, alcanzando valores de hasta 29%.

El análisis cualitativo de las relaciones Th/K y Th/U para caracterizar las asociaciones arcillosas permitió identificar la presencia de montmorillonita, arcillas interestratificadas (illita - montmorillonita) y, en menor medida, illita y clorita sin poder reconocerse un patrón distintivo entre cortejos o asociaciones de facies. Mientras que la relación Th/U indicó una clara afinidad por un ambiente marino reductor con enriquecimiento en uranio.

REFERENCIAS

- Acevedo, E., Rosselot, E. A., Martos, F., Fennell, L., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020. Tectonic setting of the Tordillo Formation in the Aconcagua Fold and Thrust Belt. En: Kietzmann, D. y Folguera, A. (Eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 159-174). Springer Earth System Sciences.
- Aguirre Urreta, B. M. 2001. Estratigrafía y bioestratigrafía del Jurásico Superior-Cretácico Inferior marino de la Cuenca Neuquina-Aconcagüina, Argentina y Chile. *Journal of Iberian Geology* 27: 71-90.
- Aguirre Urreta, M. B. y Rawson, P. F. 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine* 134: 449-458.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 2001. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: a Hauterivian *Olcostephanus* fauna. *Cretaceous Research* 22: 763-778.
- Aguirre Urreta, M. B., Concheyro, A., Lorenzo, M., Ottone, E. G. y Rawson, P. F. 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs, and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150 (1-2): 33-47.
- Aguirre Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.R., Ottone, E.G. 2005. Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) Biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: 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 of London, Special Publication 252, pp. 57-81, London.
- Aguirre Urreta, M.B., Amaro Mourgues, F., Rawson, P.F., Bulot, L.G. y Jaillard, E. 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42: 143-173.
- Aguirre Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M. y Litvak, V.D. 2008a. First U–Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 91-99.
- Aguirre Urreta, M.B., Price, G.D., Ruffell, A.H., Lazo, D.G., Kalin, R.M. Ogle, N. y Rawson, P.F. 2008b. Southern Hemisphere Early Cretaceous (Valanginian-Early Barremian) carbon and oxygen isotope curves from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 29: 87-99.
- Aguirre Urreta, B., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V.V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R., Luci, L. 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 465-488, Buenos Aires
- Aguirre-Urreta, B., Schmitz, M., Lescano, M., Tunik, M., Rawson, P. F., Concheyro, A., Buhler, M.G. y Ramos, V. A. 2017. A high precision U–Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: Implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research* 75: 193-204.

- Aguirre-Urreta, B., Naipauer, M., Lescano, M., LópezMartínez, R., Pujana, I., Vennari, V., Concheyro, A., De Lena, L.F. y Ramos, V.A., 2019a. The Tithonian chrono-biostratigraphy of the Neuquén Basin and related Andean areas: a review and update. *Journal of South American Earth Sciences* 92, p. 350-367
- Anderson, E.J. 2004. The cyclic hierarchy of the “Purbeckian” Sierra del Pozo Section, Lower Cretaceous (Berriasian), southern Spain. *Sedimentology* 51: 455-477.
- Arregui, C. 1993. Análisis estratigráfico-paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 165-169, Mendoza.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011a. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano – Medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina 77-89, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. 2011b. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina 91-111, Buenos Aires.
- Avé-Lallemant, G. y Elia, J. 1885. Excursión Minera a la Cordillera de los Andes. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, Tomo XIX, Buenos Aires.
- Bádenas, B. y Aurell, M. 2001. Proximal-distal facies relationships and sedimentary processes in a store dominated carbonate ramp (Kim meridgian, northwest of the Iberian Range, Spain). *Sedimentary Geology* 139: 319-340.
- Baldwin H.L. 1942. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 19 (214): 37-50, Buenos Aires.
- Ballent, S.C., Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. 2004. Microfósiles calcáreos tithonianos (Jurásico superior) en el sector oriental de la cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 41: 13-24.
- Balog, A., Read, J.F., Haas, J. 1997. Late Triassic Milankovitch cycle record of a Hungarian marine carbonate platform compared with record from Italian Alps and United States rift basins. *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention*, Houston.
- Behrendsen, O. 1891-1892. Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Cordillere. *Zeitschrift der Deutsche Geologischen Gesellschaft* 44: 1-42.
- Behrendsen, O. 1922. Contribución a la geología de la pendiente oriental de la Cordillera Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 7: 161-227. (Traducción de G. Bodenbender).
- Benedetto, J. L. 2018. El continente de Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la Geología

Histórica, Academia Nacional de Ciencias, p 346-404, Córdoba, Argentina.

- Bengochea, J. 1994. Geología. Potasio Río Colorado. Informe Inédito.
- Berdini, O. Arregui, C. y Pimentel M. M. 2004. Evolución tecto-sedimentaria de la estructura Río Neuquén, Cuenca Neuquina, República Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, El Calafate.
- Bhuyan, K., y Passey, Q. R. 1994. Clay Estimation from GR and Neutron-Density Porosity Logs," SPWLA 35th Annual Logging Symposium, June 19-22, 1994, Paper DDD.
- Bodenbender, G. 1889. Expedición al Neuquén. Instituto Geográfico Argentino, Boletín 10: 311-329, Buenos Aires.
- Bodenbender, G. 1892. Sobre el terreno Jurásico y Cretácico en los Andes Argentinos entre el río Diamante y el río Limay. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 13: 4-44, Córdoba.
- Bown, P. y Concheyro, A. 2004. Lower Cretaceous calcareous nannoplankton from the Neuquén Basin, Argentina. *Marine Micropaleontology* 52 (1): 51-84.
- Boyer, C., Clark, B., Jochen, V., Lewis, R., Miller, C.K. 2011. Shale gas: a global resource. *Oilfield Review* 23: 28-39.
- Bouza, P. 1991. Descripción Geológica y caracterización petrográfica de las vulcanitas cenozoicas aflorantes entre los arroyos Montañés y El Yeso, Cordillera Principal, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, (Informe inédito) Trabajo Final de Licenciatura, Buenos Aires.
- Braccacini, 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: 275-282.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79: 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. Profils géologiques transversaux de la cordillère argentine-chilienne. *Stratigraphie et Tectonique*. Museo de La Plata, Anales, Sección Mineralogía y Geología 1 (2): 1-136.
- Burckhardt, C. 1902. Le Lias du Piedra Pintada (Neuquén). *Revista del Museo de La Plata* 10: 243-249, La Plata.
- Burckhardt, C. 1903. Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. *Palaeontographica* 50:1-144.

- Cangini, J. 1968. Perfiles estratigráficos desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta Buta Ranquil-Los menucos. Dto. Picunches, Loncopue, Ñorquin, Chos Malal y pehuenches. Neuquén. Informe Interno. YPF. (Inédito).
- Capelli, I. A., Scasso, R. A., Kietzmann, D. A., Cravero, F., Minisini, D., 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.
- Capelli, I.A., Scasso, R.A., Cravero, F., Kietzmann, D.A., M., Adatte, T. 2021a. Late-diagenetic clay mineral assemblages in carbonatized ash beds of the Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina): Insights into the diagenetic formation of chlorite. *Marine and Petroleum Geology* 132: 105-207.
- Capelli, I.A., Scasso, R.A., Spangenberg, J.E., Kietzmann, D.A., Cravero, F., Duperron, M., Adatte, T. 2021b. Mineralogy and geochemistry of deeply-buried marine sediments of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Neuquén Basin (Chacay Melehue section), Argentina: Paleoclimatic and paleoenvironmental implications for the global Tithonian-Valanginian reconstructions. *Journal of South American Earth Sciences* 107: 103-103.
- Casadío, S.A. Brisson, I., Bühler, M., Canale, N., Carmona, N., Fernández, M., Montagna, A. O., Ponce, J. J., Sigismondi, M., Talevi, M. 2015. Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros: Una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo. Fundación YPF, Universidad Nacional de Río Negro.
- Cecioni, G. y Charrier, R. 1974. Relaciones entre la cuenca patagónica, la cuenca andina y el canal de Mozambique. *Ameghiniana* 11(1): 1-38, Buenos Aires.
- Chalabe, A. C., Olivera, D. E., Martínez, M. A., y Zavala, C. 2024. Palaeoenvironments and palaeoclimate of the uppermost Cuyo Group and lowermost Lotena Group at Quebrada Álvarez, Picún Leufú Sub-basin, Patagonia, Argentina: A preliminary study based on palynology. *Palynology*, 48(1), 2254364.
- Charrier R., Pinto L. y Rodríguez M.P. 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En: Gibbons, W. y Moreno, T. (Eds.), *Geology of Chile*, Chapter 3. The Geological Society, Special Publication, 21-116, London.
- Cichowolski, M., Pazos, P.J., Tunik, M. et al. 2012. An exceptional storm accumulation of nautilids in the lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. *Lethaia* 45:121–138.
- Código Argentina de Estratigrafía 1993. Asociación Geológica Argentina, Serie 20 (Didáctica y Complementaria): 1-64, Buenos Aires.
- Comerio, M., Fernández, D.E., Pazos, P.J. 2018. Sedimentological and ichnological characterization of muddy storm related deposits: the upper Hauterivian ramp of the Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Res* 85:78–94

- Concheyro, A., Lescano, M., Caramés, A. y Ballent, S. 2009. Micropaleontología de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) en distintos sectores de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 342-361.
- Cruz, C. E., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E. A., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte, G. A. y Villar, H. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, trabajo 29: 20 p.
- Cucchi, R. y Leanza, H.A. 2006. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 357, 103 págs, Buenos Aires.
- D'Argenio, B., Ferreri, V., Iorio, M., Raspini, A., Tarling, D.H. 1999. Diagenesis and remanence acquisition in the Cretaceous carbonates of Monte Raggeto Southern Italy. En: Tarling, D.H., Turner, P. (Eds.), *Palaeomagnetism Diagenesis in Sediments*. Geological Society of London, Special Publication 151, pp. 147-156, London.
- D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. 2004. *Cyclostratigraphy: Approaches and case histories*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 81: 1-311.
- de Ferrariis, C. 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 121-144, Buenos Aires.
- Dellape, 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.
- Desjardins, P., Fantin, M.A., Gonzalez Tomassini, F., Reinjenstein, H.M., Sattler, F., Dominguez, F., Kietzmann, D.A., Leanza, H.A., Bande, A., Beinot, S., Borgnia, M., Vittore, F., Simo, T., Minisini, D. 2018. Capítulo 2: regional seismic stratigraphy. En: González, G., Vallejo, D., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Desjardins, P., Gonzalez Tomassini, F., Gomez Rivarola, L., Dominguez, F. (Eds.), *Regional Cross Section of the Vaca Muerta Formation Integration of Seismic, Well Logs, Cores and Outcrops*. IAPG, Buenos Aires, pp. 5-22.
- Dessanti, R. N. 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza, *Boletín Servicio Nacional de Minería y Geología. (Argentina)* 139: 1-70, Buenos Aires.
- Dessanti, R. N. 1978. Descripción geológica de la Hoja 28b, Malargüe, provincia de Mendoza, *Boletín Servicio Nacional de Minería y Geología. (Argentina)* 149: 1- 50, Buenos Aires.
- Dicarlo, D. J. y Cristallini, E. 2007. Estructura de la margen norte del río Grande, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 187-199.

- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, pp. 439-505, Córdoba.
- Doering, A. 1882. Informe oficial de la Comisión científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro. Geología 299-530, Buenos Aires.
- Domínguez, R.F., Paulin, S., Continanzia, M.J., Askenazi, A.D., Senoane, F.N. 2014. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta – Quintuco en el sector central de la Cuenca Neuquina. En: IAPG IX Congreso de Exploración de Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina, 217-232.
- Doronzo, D.M., Dellino, P. 2010. A fluid dynamic model of volcanoclastic turbidity currents based on the similarity with the lower part of dilute pyroclastic density currents: evaluation of the ash dispersal from ash turbidites. J. Volcanol. Geoth. Res. 191 (3-4): 193-204.
- Doyle, P., Poiré, D. G., Spalletti, L. A., Pirrie, D., Brenchley, P., y Matheos, S. D. 2005. Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta-Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. Geological Society, Special Publications, 252(1): 185-206, London.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1: 108-121, Tulsa.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Vissler, P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. Earth Science Review 96: 141-162.
- Durrance, E. M. 1986. Radioactivity in geology: Principles and applications. John Wiley, 441p.
- Dypvik, H. y Eriksen, D. Ø. 1983. Natural radioactivity of clastic sediments and the contributions of U, Th and K. Journal of Petroleum Geology, 5: 409-416.
- Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. 1991. Cycles and events in stratigraphy. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1-955.
- Elrick, M. 1995. Cyclostratigraphy of Middle Devonian carbonates in the eastern Great Basin. Journal of Sedimentary Research B65: 61-79.
- Embry, A.F., Johannessen, E.P. 1992. T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. En: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl- Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential. Norwegian Petroleum Society, Special Publication, 2: 121-146.
- Embry, A.F. y Klován, J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 19: 730-781.
- Emery, D., Myers, K. J. 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell, Oxford, 297 pp.

- Fennell, L.M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E., Bottesi, G. y Ramos, V.A. 2015. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquen Group (35° 30' -37°S). *Basin Research*.
- Fernández, D. E. y Pazos, P. J. 2012. Ichnology of marginal marine facies of the Agrio Formation (Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina) at its type locality. *Ameghiniana*, 49(4): 505-524.
- Fernández, D.E., Pazos, P.J. 2013. Xiphosurid trackways in a Lower Cretaceous tidal flat in Patagonia: palaeoecological implications and the involvement of microbial mats in trace-fossil preservation. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 375:16–29.
- Fernández, D.E., Pazos, P.J. 2015. Ichnological research in Lower Cretaceous marginal-marine facies from Patagonia: outcrop studies, SEM examinations and paleontological/sedimentological integration. *Neues Jahrb Geol P-A* 277:177–188.
- Fertl, W. F. 1979. Gamma ray spectral data assists in complex formation evaluation. *Log Anal.* 20: 3-37.
- Figueroa, J. G., Monardez, C., Balod, M. 2011. El Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina. Neuquén, 2011 (pp.10). Capítulo: 17.
- Fischer, A.G. 1964. The Loffer cyclothems of the Alpine Triassic. *Geological Survey of Kansas Bulletin* 169: 107-149.
- Folguera, A., Spagnuolo, M., Rojas Vera, E., Litvak, V., Ortíz, D. y Ramos, V. A. 2010. Magmatismo Neógeno y Cuaternario. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Actas en CD, Neuquén.
- Gadeken, L.L., Gartner, M. L., Sharbak, D. E. 1991. The Interpretation of Radioactive Tracer Logs Using Gamma Ray Spectroscopy Measurements. *The Log Analyst* 32 (1): 24.
- Garberoglio, R.M., Lazo, D.G., Palma, R.M. 2013. An integrate analysis of an Hauterivian coral biostrome from the Agrio Formation, Neuquén Basin, west-central Argentina. *Cretaceous Res* 43:97–115.
- Garrido, C. A. 2010. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Actas en CD, Neuquén.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E. y Reineck, H.E. 1991. Biolaminations – Ecological versus depositional dynamics. En Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, p. 592-607, Berlin-Heidelberg.

- Gerth, E. 1921. Fauna und Gliederung des Neokoms in der argentinischen Kordillere. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1921 (112- 119): 140-148, Stuttgart.
- Gerth, E. 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. Academia Nacional de Ciencias, Actas 9(1): 11-55, Córdoba.
- Gerth, E. 1926. La fauna neocomiana de la cordillera argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Actas de la Academia Nacional de Ciencias 9 (2): 57-122.
- Gerth, E. 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, Actas 10 (2): 123-174, Córdoba.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García V. y Clark, A. 2008a. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. Tectonophysics 459: 123-139.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J. y Mescua, J. 2008b. Formación y evolución triásico-jurásica del Depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(4): 520-533.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G. 2009. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1): 140-153.
- Giampaoli, P., Dajczgiewand, D.M. y Dzelalija, F. 2002. La estructura del sector externo de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud del río Salado, Cuenca Neuquina Surmendocina, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 168-173.
- Giampaoli, P., Ramirez, J.L. y Gait, M.A. 2005. Estilos de entrapamiento en la faja plegada y fallada de Malargüe. 6° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 121-140, Mar del Plata.
- Giusiano, A., Alonso, J., Chebli, G., Ibáñez, G. 2011. Gas no convencional en la cuenca Neuquina. El shale gas en la provincia del Neuquén. Informe de la Subsecretaría de Hidrocarburos, Energía y Minería, Gobierno de la Provincia del Neuquén (54 pp.).
- Goldhammer, R.K., Harris, M.T. 1989. Eustatic controls on the stratigraphy and geometry of the Latemar buildup (Middle Triassic), the Dolomites of northern Italy. En: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., Read, J.F. (Eds.), Controls on carbonate platform and basin development. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 44, pp.: 323-338.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., Hardie, L.A. 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing. Geological Society of America Bulletin 102: 535-562.
- González Bonorino, F. 1944. Nota sobre la presencia de ignimbritas en la Argentina. Notas Museo La Plata, 9, Geología 35: 577-590, La Plata

- González Tomassini, F., Kietzmann, D.A., Fantín, M.A., Crousse, L.C y Reijenstein, H.M. 2014. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial, Cuenca Neuquina, Argentina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Recursos No Convencionales: 587-611.
- Gonzalez Tomassini, F., Kietzmann, D.A., Fantín, M.A., Crousse, L.C., Reinjenstein, H.M. 2015. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial. Cuenca Neuquina, Argentina, Petrotecnia 2015: 78-89.
- González, G., Vallejo, M. D., Kietzmzann, D., Marchal., D., Fantín, M., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L. y Domínguez, R. F. 2016. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta: Integración de sísmica, registros de pozos, coronos y afloramientos. Publicación especial Instituto Argentino del Petróleo y Gas, 244 pp.
- Gonzalez, G., Vallejo, D., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Desjardins, P., Gonzalez Tomassini, F., Gomez Rivarola, L., Dominguez, F. (Eds.) 2018. Regional Cross Section of the Vaca Muerta Formation Integration of Seismic, Well Logs, Cores and Outcrops. IAPG, Buenos Aires, pp. 5-22.
- González Tomassini, F., Kietzmann, D.A., Fantín, M.A., Crousse, L.C. y Reijenstein, H.M. 2015. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial. Petrotecnia Febrero 2015: 78-89, Buenos Aires.
- Gradstein, F.M, Ogg, J.G., Schmitz, M.D. y Ogg, G.M., 2020. Geologic Time Scale 2020. Elsevier, 1357 pp.
- Graham, J.J. 2012. Controls on the Temporal and Spatial Distribution of Organic Matter in Siliciclastic Mudstones: Implications for Source Rock Development in Shale Gas Plays. PhD. Thesis University of Leicester, Leicester (232 pp.).
- Groeber, P. 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 18, Serie B (Geología): 1-81, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 1-109, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1933. Descripción de la Hoja 31 c “Confluencia de los ríos Grande y Barrancas”. Boletín de la Dirección de Minas y Geología, 38, 72 pp, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1938. Mapa geológico de la Gobernación del Neuquén, escala 1: 1.000.000. Territorio Nacional del Neuquén. En Aguas Minerales de la República Argentina. Ministerio del Interior, Comisión Nacional de Climatología y Agricultura 12: 17-31, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. Revista Sociedad Geológica Argentina 1: 178-208.

- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huar Huar Co y parte de Epu Lauquen. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 2(4): 347-408, Buenos Aires.
- Groeber, P. P.N Stipanich y A. Mingramm 1953. Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad de estudios Geográficos, GAEA 2: 1-541.
- Grötzinger, J.P. 1986. Cyclicity and paleoenvironment dynamics, Rocknest platform, Rocknest Formation, Wopmay, Oregon, Northwest Territories, Canada. GSA Bulletin 97: 1208-1231.
- Grunder, A. L. 1983. The Calabozo volcanic system: A major Quaternary silicic center in the central Chile Andes. EOS, 64: 18.
- 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. 1985. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia de Neuquén, cuenca Neuquina, Argentina (Informe inédito). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral.
- 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 Pando, G.A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia de Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino 3: 553-577, San Luis.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2: 1-111, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Digregorio, R., Gutierrez Pleiming, A. y Minniti, S. 1984a. Esquema de la Evolución Geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus Implicancias Paleogeográficas. 9º Congreso Geológico Argentino. Actas II, p: 147-162.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984b. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, Bariloche.
- Gulisano, C. A., Gutierrez Pleiming, R. y Digregorio, R.E. 1984c. Análisis estratigráfico del intervalo Titoniano-Valanginiense (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1, 221-235, San Carlos de Bariloche.

- Gutiérrez Pleimling, A., Olea, G., Suárez, M. y Valenzuela, M. 2011. El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino (pp. 175-188).
- Hallam, A. 1991. Relative importance of regional tectonics and eustasy for the Mesozoic of the Andes. En: Macdonald, D.I.M. (ed.) Sea Level Changes at Active Plate Margins: Process and Product. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 12: 189-200.
- Hardie, L.A. 1986. Stratigraphic models for carbonate tidal-flat deposition. In: Hardie, L.A., Shinn, E.A. (Eds.), Carbonate Depositional Environments. Colorado School of Mines 3, Tidal Flats, pp. 59–74.
- Hardie, L.A., Bosellini, A., Goldhammer, R.K. 1986. Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: evidence for high-frequency sea-level oscillations on a 104 year scale. *Paleoceanography* 1: 447-457.
- Hassan, M., Hossin, A., y Combaz, A. 1976. Fundamentals of the differential gamma ray log-interpretation technique. SPWLA 17th Annual Logging Symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts.
- Hildreth, W., Drake, R., y Sharp, W. 1981. Volcanism Late Pleistocene Caldera Complex in the Andes of Central Chile. Geological Society of America, Abstracts with Programm 5: 13-61.
- Hildreth, W., Grunder, A. y Drake, R. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos Caldera, A major ash-flow and caldera complex in the Southern Andes of Central Chile. Geological Society of America, Bulletin, 95: 45-54.
- Heredia, A. M., Pazos, P.J., Fernández, D.E. et al. 2018. Las huellas de dinosaurios como evidencia de exposición subaérea del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) de la Cuenca Neuquina. In: Abstracts of the 32 Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Corrientes, 14–17 May 20018.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras, 23 (226): 1-39, Buenos Aires.
- Hess, H. 2002. Remains of Saccocomids (Crinoidea: Echinodermata) from the Upper Jurassic of southern Germany. *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B* 329: 1-57.
- Hesselbo, S.P. 1996. Spectral gamma-ray logs in relation to clay mineralogy and sequence stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic Margin, offshore New Jersey. En: Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W., Twichell, D.C. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results 150. Ocean Drilling Project, College Station, TX, pp. 411–424.
- Horton, B.K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S.G. y Stockli, D.F., 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 71, p. 17-40.

- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén basin: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 252(1): 1-14.
- Iglesia Llanos, M. P., Kietzmann, D. A., Kohan Martínez, M., y Palma, R. 2017. Magnetostratigraphy of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous from Argentina: Implications for the J-K boundary in the Neuquén Basin. *Cretaceous Research*, 70: 189-208.
- IGN 2024. <https://www.ign.gob.ar>
- Ivanova, D.K., Kietzmann, D.A. 2017. Calcareous dinoflagellate cysts from the Tithonian - Valanginian Vaca Muerta Formation in the southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 77: 150-169.
- Jaworski, E. 1925. Contribución a la Paleontología del Jurásico Sudamericano. Publicación Dirección General de Mineralogía, Geología e Hidrología, Sección Geología, 4: 1-160, Buenos Aires.
- Kandlbauer, J., Carey, S.N., Sparks, R.S.J. 2013. The 1815 Tambora ash fall: implications for transport and deposition of distal ash on land and in the deep sea. *Bull. Volcanol*, 75: 708.
- Kay, S.M y Ramos, V.A 2006. Evolution of an Andean Margin. A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquen Basin (35°S to 39°S lat). The Geological Society of America. Special Paper 407.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328, Boulder.
- Keidel, J. 1913. Informe geológico sobre el yacimiento petrolífero de Challacó (Territorio del Neuquén), Buenos Aires.
- Keidel, J. 1917. Über das patagonische Tafelland und ihre ziehungen zu den geologischen ercheinungen in den Argentinischen Anden gebiet und Litoral. *Zeitschrift der Deutsche Akademie Wiessenschaft* 3 (5-6): 219-245, Stuttgart.
- Keidel, J. 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del territorio del Neuquén. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 8: 1-67, Buenos Aires.
- Keidel, J. 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales 4: 251-312, Buenos Aires.
- Kerans, Ch., Tinker, S. 1997. Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes 40, pp.1–128.
- Kietzmann, D. A. 2007. Cicloestratigrafía y bioestratigrafía de la Formación Vaca Muerta, Orígen y frecuencia de su ritmicidad, arroyo Loncoche-Malargüe, Mendoza. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires.

- Kietzmann, D.A. 2011. Análisis sedimentológico y cicloestratigráfico de una sucesión orbitalmente controlada (Formación Vaca Muerta) en el límite Jurásico-Cretácico de la Cuenca Neuquina surmendocina. Tesis de Doctorado, Universidad de Buenos Aires, 594 p., Argentina.
- Kietzmann, D.A. 2017. Chitinoideids from the Tithonian - Valanginian Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 76: 152-164.
- Kietzmann, D. A. y Palma, R. M. 2009a. Tafofacies y biofacies de la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana (Rev. Asoc. Paleontol. Argent.)* - 46 (2): 321-343, Buenos Aires.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M. 2009b. Microcrinoideos saccocómidos en el Tithoniano de la Cuenca Neuquina. ¿Una presencia inesperada fuera de la región del Tethys? *Ameghiniana* 46: 695:700.
- Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2011. Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18: 121:149.
- 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: 41-65.
- 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: 26-46.
- Kietzmann, D.A., y Folguera, A. 2020. Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. *Springer Earth System Sciences*, 513 p.
- Kietzmann, D. A., y Sturlesi, M. A. 2023. Upper Valanginian – Hauterivian calcareous dinoflagellate cyst and calpionellid zones from the Agrio Formation (Neuquén Basin), Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 126.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., 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: 696-713.
- Kietzmann, D.A., Blau, J., Riccardi, A.C., Palma, R.M. 2011a. An interesting finding of chitinoideids (Calpionellidea Bonet) in the Jurassic-Cretaceous boundary of the Neuquén Basin. 18 Congreso Geológico Argentino, Actas CD, Neuquén, pp. 1480-1481.
- Kietzmann, D. A., Martin-Chivelet, J., Palma, R. M., López-Gómez, J., Lescano, M., y Concheyro, A. 2011b. Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: the mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, Northern Neuquén Basin, Argentina. *AAPG bulletin*, 95(9): 1459-1474.

- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J. 2014a. 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, S., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M.B., Depine, G., and Repol, D. 2014b. Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 269-288, Mendoza.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S. Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M.B., Depine, G. y Repol, D. 2014c. Variaciones de facies en las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta en su localidad tipo (Sierra de la Vaca Muerta), Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos 2: 299-317.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Iglesia Llanos, M. P. 2015. Cyclostratigraphy of an orbitally-driven Tithonian–Valanginian carbonate ramp succession, Southern Mendoza, Argentina: Implications for the Jurassic–Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Sedimentary Geology* 315: 29-46.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., Gonzalez Tomassini, F., Depine, G., 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. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 100 (5): 743-771.
- Kietzmann, D. A., Iglesia Llanos, M. P. y Kohan Martínez, M. 2018. Astronomical Calibration of the Tithonian e Berriasian in the Neuquén Basin, Argentina: A Contribution From the Southern Hemisphere to the Geologic Time Scale. *Elsevier Stratigraphy & Timescales*, Volume 3.
- Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Kohan Martínez, M. 2020a. Orbital controls and high-resolution cyclostratigraphy of late jurassic–early cretaceous in the Neuquén basin. In: Kietzmann, D.A., Folguera, A. (Eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences, Springer, New York, pp. 211-236.
- Kietzmann, D. A., González Tomassini, F. y Smith, T. 2020b. Grain association, petrography, and lithofacies, in 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., González Tomassini, F., Lanusse Noguera, I., Vallejo, D., Reijenstein, H. 2021a. Upper Jurassic - Lower Cretaceous calpionellid zones in the Neuquén Basin (Southern Andes, Argentina): Correlation with ammonite zones and biostratigraphic synthesis. *Cretaceous Research* 127: 104-950.
- Kietzmann, D. A., Iglesia Llanos, M. P., Palacio, J. P., y Sturlesi, M. A. 2021b. Facies analysis and stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary in a new basinal Tithonian–Berriasian section of

the Vaca Muerta Formation, Las Tapaderas, Southern Mendoza Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 109: 103-267.

- 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.
- Koczy, F. F. 1956. Geochemistry of the radioactive elements in the ocean: A critical summary. *Deep Sea Research*, 3(2): 93-103.
- Kozłowski, E. 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, Provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 381-395.
- Kozłowski, E., Cruz, C., Condat, P. y Mancada, R. 1989. Informe geológico zona Malargüe Occidental. YPF, (inédito), Buenos Aires.
- Kozłowski, E., Cruz, C., Condat, P. y Mancada, R. 1990. Modelo estructural para el zócalo de la cuenca Neuquina, Mendoza, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 27-30.
- Kozłowski, E., Mancada, R. y Ramos V.A. 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Mendoza*. 12o Congreso Geológico Argentino y 2o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1(18): 235-256, Mendoza.
- Krantz, F. 1926. Die Ammoniten des Mittel-und Ober-Tithons.– En: Jaworski, E., Krantz, F. y Gerth, H. (Eds.): *Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie des Lias, Doggers, Tithons und der Unterkreide in der Kordillere im Süden der Provinz Mendoza (Argentinien)*. – *Geologische Rundschau* 17a: 427-462.
- Krantz, F. 1928. La fauna del Titono superior y medio de la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba (Rep. Argentina)* 10(4): 1-57. Traducción G. Bodenbender).
- Kremer, B., y Kazmierczak, J. 2005. Cyanobacterial mats from Silurian Black Radiolarian Cherts: phototrophic life at the edge of the darkness? *J. Sediment. Research* 75: 897-906.
- Lazo, D.G. 2004. Análisis de concentraciones fósiles del Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Lazo, D.G. 2007. Análisis de biofacies y cambios relativos del nivel del mar en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 44:73– 89.
- Lazo, D.G., Concheyro, A., 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 la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 322- 341.

- Lazo, D. G., Talevi, M., Cataldo, C. S., Aguirre-Urreta, B. y Fernández, M. S. 2018. Description of ichthyosaur remains from the Lower Cretaceous Agrio Formation (Neuquén Basin, west-central Argentina) and their paleobiological implications. *Cretaceous Research* 89: 8-21.
- Leanza, A.F. 1945. Amonites del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Anales (N. serie), Paleontología, sección A paleozoología* 6 Mollusca, I, pp 1-99.
- Leanza, A. F. 1947. Upper Limit of the Jurassic System. *Bulletin of the Geological society of America*, 58: 833-842.
- Leanza, A. F. y Leanza, H. A. 1973. *Pseudofavrella* gen. Nov. (amonitina) del Hauteriviano del Neuquén, sus diferencias con *Favrella* R. Douville, 1909, del Aptiano de Patagonia Austral, y una comparación entre el geosinclinal Andino y el geosinclinal Magallánico. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 50 (1-4): 127-145, Córdoba.
- 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. 1980. The Lower and Middle Tithonian Ammonite Fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquén, Argentina. *Zitteliana* 5: 3-49, Munich.
- Leanza, H.A. 1981. The Jurassic-Cretaceous boundary beds in West Central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 161(1): 62-92, Stuttgart.
- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.
- Leanza, H.A. 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(1): 71-84.
- 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, Serie Contribuciones Técnicas - Geología* 2 : 1-31, Buenos Aires.
- Leanza, H. A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales.*, n.s. 145 11(2): 145-184, Buenos Aires.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1977. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los Paralelos 35o y 40o l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 32 (1978): 248-264.

- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969 – III Picún Leufú. Provincias del Neuquén y Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 218, 135 pp, Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Hugo, C. 2001. Hoja Geológica Zapala, Hoja 3969-I, 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275: 1-128.
- Leanza, H.A., Marchese, H. G. y Riggi, J.C. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza (límite Jurásico-Cretácico) entre los paralelos 35 y 40 l.s Cuenca Neuquina-Medoncina, República Argentina. Asociación Geológica Argentina. Revista 32 (3): 190-208.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A. y Repol, D. 2001. Hoja Geológica 3969- I, Zapala, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275, 128 pp, Buenos Aires.
- Leanza, H. A., Repol, D., Sruoga P. y Salvarredy Aranguren, M. 2002. Nuevas unidades estratigráficas del Mesozoico y Cenozoico de la comarca de Huncal, provincia del Neuquén, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 619-624, El Calafate.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A. 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: 248-254.
- Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Vallés, J. M. 2011. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Legarreta, L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 197 págs. (inédito), Buenos Aires
- Legarreta, L., Kozlowski, E., 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, 2, pp. 521-543.
- Legarreta, L. y Boll, A. 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.
- Legarreta, L., y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). En: Chebli, G.A., Spalletti, L.A. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas Serie Correlación Geológica 6. Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, pp. 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1991. Jurassic-Cretaceous oscillations and geometry of back arc basin field, central Andes, Argentina. En: McDonald, D.I.M (Ed.): Sea level changes of active plate margins. International Association of Sedimentologists, special publication 12: 429-450.

- 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. Facies Sedimentarias. In: R. Caminos (ed.) *Geología Argentina*, Servicio Nacional Minero Geológico, Anales 29: 339-416, Buenos Aires.
- Legarreta, L., Kozlowski, E. y Boll A. 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. *Actas 8 Congreso Geológico Argentino*, 2: 389-409.
- Legarreta, L., Gulisano, C. A. y Uliana, M. A. 1993. Las Secuencias Sedimentarias Jurásico-Cretácicas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, V.A. Ramos (Ed.), Relatorio I (9): 87-114.
- Legarreta, L., Villar, H. J., Laffitte, G. A., Cruz, C. E. y Vergani, G. 2005. Cuenca Neuquina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. En Chebli, G. A., J. S. Cortiñas, L. A. Spalletti, L. Legarreta y E. L. Vallejo (eds.), *Frontera Exploratoria de la Argentina*, p. 233-250, Mar del Plata.
- Lena, L., López-Martínez, R., Lescano, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Vennari, V., Naipauer, M., Samankassou, E., Pimentel, M., Ramos, V. A., y Schaltegger, U. 2019. High-precision U–Pb ages in the early Tithonian to early Berriasian and implications for the numerical age of the Jurassic–Cretaceous boundary. *Solid Earth*, 10(1): 1-14.
- Lescano, M. A., Lazo, D. G., Cataldo, C. S., Aguirre-Urreta, M. B., y Concheyro, A. 2015. Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos en el Miembro La Tosca, Formación Huitrín, Sierra de Cara Cura, Mendoza. En *Actas de la Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina (RCAPA 2015)* (pp. 71).
- Llambías, E. y Sato, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29-31° S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17(1): 89-108.
- Llambías, E. J. y Aragón, E. 2010. Volcanismo Paleógeno. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Actas en CD, Neuquén.
- Llambías, E., Quenardelle, S. y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 243-257.
- Llambías E., Leanza, H. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al jurásico temprano en la cordillera del viento (37°05's - 37°15's): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 62 (2): 217-235.

- López Gómez, J., Martín Chivelet, J., y Palma, R. M. 2009. Architecture and development of the alluvial sediments of the Upper Jurassic Tordillo Formation in the Cañada Ancha Valley, northern Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 219(3-4): 180-195.
- López Martínez, R., Aguirre-Urreta, B., Lescano, M., Concheyro, A., Vennari, V., Ramos, V.A. 2017. Tethyan calpionellids in the Neuquén Basin (Argentine Andes), their significance in defining the Jurassic/Cretaceous boundary and pathways for Tethyan-Eastern Pacific connections. *Journal of South American Earth Sciences* 78: 116-125.
- Lüning, S., Kolonic, S. 2003. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology* 26: 153–174.
- Manceda, R., Figueroa, D. 1993. La inversión del rift mesozoico de la faja fallada y plegada de Malargüe. Provincia de Mendoza. 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3, pp. 219–232, Mendoza.
- Marchese, H.G. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (3): 343-410.
- Méndez, V., Zappettini, E. y Zanettini, J.C. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Secretaría de Minería. Publicación Especial. Buenos Aires.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., y Bechis, F. 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico Tardío (Kimmeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 512-519.
- Mescua, J. F., Suriano, J., Schencman, L. J., Giambiagi, L. B., Sruoga, P., Balgord, E., y Bechis, F. 2020. Controls on deposition of the Tordillo formation in southern Mendoza (34°– 36°S): Implications for the Kimmeridgian tectonic setting of the Neuquén Basin. En D. Kietzmann & A. Folguera (Eds.), *Opening and closure of the Neuquén Basin in the southern Andes* (pp. 127-157). Springer Earth System Sciences.
- Minisini, D., Desjardins, P., Otharan, G., Paz, M., Kietzmann, D., Eberli, E., Zavala, C., Simo, T., Macquaker, J.A., Heine, C. 2020. Sedimentology, depositional model, and implications for reservoir quality. En: Minisini, Daniel, Fantín, Manuel, Noguera, Ivan Lanusse, Leanza, Héctor A. (Eds.), *Integrated Geology of Unconventionals: the Case of the Vaca Muerta Play*, vol. 121. AAPG Memoir, Argentina, pp. 201-236.
- Mitchum, R. y Uliana, M. A. 1982. Estratigrafía sísmica de las formaciones Loma Montosa, Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina, república Argentina. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Conferencias: 439-484.
- Mitchum, R. y Uliana, M.A. 1985. Sequence stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquen Basin, Argentina. En: B.R.Berg y D.G.Wolberton (Eds), *seismic stratigraphy II: an integrate approach to hydrocarbon analysis*. American Associaton of Petroleum Geologist, Memoir 39: 255-274.

- Mombrú, C.A., Uliana, M.A. y Bercowski, F. 1978. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico Inferior surmendocino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 685-700, Buenos Aires.
- 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.
- Morettini, E., Rodríguez Blanco, L., Sagasti, G., Thompson, A., Valenzuela, M. y Massaferró, J.L. 2010. 3D Static and Dinamic modelling of a carbonate reservoir : case study from the Lower Cretaceous La Tosca unit (Neuquén Basin, Argentina). International Sedimentological Congress, Mendoza. Abstract en CD, p. 617.
- Mosquera, A. y V. Ramos, V. 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén Embayment. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas en CD-ROM.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana. Andes Chilenos, 28-31° S. Revista Geológica de Chile 17(2): 153-180.
- Musacchio, E. y Vallati, P. 2000. La regresión del Barremiano–Aptiano en Bajada del Agrio, Neuquén (Argentina). Abstracts 9th Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas (Vol. 2, pp. 230-234).
- Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J.C., Tunik, V., Rojas Vera, E., Vujovich, G.I., Pimentel, M.P. y Ramos, V.A., 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. Tectonophysics 524-525, p. 59–75.
- Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J.C., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M. y Ramos, V.A., 2015a. U-Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. En Sepúlveda, S. et al. (eds.), Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. Geological Society London, Special Publication 399, pp.131–154.
- Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J., Farias, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A., 2015 b. Detrital and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): an insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. Journal of South American Earth Sciences 64, p. 434-451.
- Naipauer, M., Brinkworth, W., Loss, L., Vocaturro, G., Giunta, D. y Mortaloni, E., 2017. Estudio integral de datos geocronológicos (edades U-Pb) y sísmicos en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino: edades máximas de sedimentación y áreas de aporte para el Grupo Cuyo. XX Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas S15, p. 85-90
- Naipauer, M., Comerio, M., Lescano, M.A., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, B., Pimentel, M.M., Ramos, V.A. 2020. The huncal member of the Vaca Muerta Formation, Neuquén basin of Argentina: insight into

biostratigraphy, structure, U-Pb detrital zircon ages and provenance. *Journal of South American Earth Sciences* 100: 102-567.

- Negro, C. y Dal Molin, C. 2011. Geomorfología del área del arroyo Pehuenche, Provincia de Mendoza. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina.
- Nullo, F. E. 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29a, Cerro Campanario, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires (Informe inédito).
- Nullo, F. E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. y Zanettini, J.C.M. 2005. Hoja Geológica 3569-III / 3572- IV, Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 346, 85 p, Buenos Aires.
- Orchuela, I.A., Ploszkiewicz, J.V., Viñes, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada “Dorsal Neuquina”. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3, pp. 81-93.
- 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., Meléndez, M.N., Calvo, J.P., Lanés, S. 2000. Abultamiento biodetrítico en la Formación Chachao (Valanginiano): características y evolución ambiental, Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 300-308.
- Palma, R.M., Bressan, G.S. y Kietzmann, D.A. 2008. Diagenesis of bioclastic oyster deposits from the Lower Cretaceous (Chachao Formation), Neuquén Basin, Mendoza Province. *Carbonates and Evaporites* 23: 39-49.
- Parker, G. 1965. Relevamiento Geológico, escala 1:25.000 entre el arroyo Picún Leufú y Catán Lil, a ambos lados de la ruta n°40. Informe inédito YPF.
- Passey, Q. R., Bohacs, K., Esch, W. L., Klimentidis, R., Sinha, S. 2010. From Oil-Prone Source Rock to Gas-Producing Shale Reservoir-Geologic and Petrophysical Characterization of Unconventional Shale Gas Reservoirs, International Oil and Gas Conference and Exhibition in China. Society of Petroleum Engineers.
- Paulin, S. M. 2015. Análisis sedimentológico y cicloestratigráfico de la sucesión cretácica temprana (Formación Agrio) en Loma La Torre, norte de la Cuenca Neuquina (Trabajo final de licenciatura). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.
- Pazos, P. J. 2009. Síntesis icnológica de unidades mesozoicas marinas de la Cuenca Neuquina, nuevos datos y perspectivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2): 362-372.
- Pazos, P. J., Lazo, D. G., Tunik, M. A., Marsicano, C., Fernández, D. E., y Aguirre-Urreta, M. B. 2012. Paleoenvironmental framework of dinosaur track-sites and other ichnofossils in Early Cretaceous mixed

siliciclastic-carbonate deposits in the Neuquén Basin, northern Patagonia (Argentina). *Gondwana Research*, 22(3–4), 1125–1140.

- Pazos, P. J., Comerio, M., Fernández, D. E., Gutiérrez, C., González Estebenet, M. C., 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. En D. Kietzmann y A. Folguera (Eds.), *Opening and closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 201–222). Springer.
- Pazos, P. J., Novara, M. E., Iñigo, J., y Comerio, M. 2021. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Early Cretaceous Centenario Formation (upper member) in the north-eastern border of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 108: 103–203.
- Pellenard, P., Martinez, M., Londero, A., Colon, D., Aguirre-Urreta, B., Vennari, V., Lescano, M., López-Martínez, R., Schnyder, J. y Schaltegger, U., 2022. Carbon cycle, cyclostratigraphy and U/ Pb ages of the Tithonian from the Neuquén Basin, Argentina. 11° International Congress Jurassic System. Budapest.
- Ploszkiewicz, V. 1988. Propuesta de perforación del pozo YPF. MdN.CDJx-1 (Cerro Doña Juana). YPF, (inédito), 12 p., Buenos Aires.
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 175, p. 249–272.
- Ponce, J. J., Zavala, C., Marteau, V., y Dritanti, D. 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico inferior) en la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas (Versión en CD Room), El Calafate.
- Rabassa, J., Coronato, A., Ponce, J. F., Schlieder, G., y Martínez, O. 2010. Depósitos glaciogénicos (Cenozoico Tardío - Cuaternario) y geoformas asociadas. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina Actas en CD. Neuquén.
- Ramos, V. 1978. Estructura. En: Ramos (Ed), *Geología y Recursos Minerales del Neuquén*. Séptimo Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99–118.
- Ramos, V. A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182 : 1–103, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. (ed.) 1993a: *Geología y recursos naturales de Mendoza*, Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos.
- Ramos, V.A. 1993b. Interpretación tectónica. En: V. A. Ramos (ed). *Geología y recursos naturales de Mendoza*, Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio I(19): 257–266, Buenos Aires.

- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
- Ramos, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45: 2-25.
- Ramos V.A. y Folguera, A. 2005. Los Andes Australes: Una Evolucion Tectonica Excepcional Entre El Sur De Mendoza Y El Norte De Neuquen. 6to Congreso de Exploracion y Desarrollo de Hidrocarburos, p: 15-19.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30°- 36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200, Amsterdam.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A., García Morabito, E., 2011. Evolución tectónica de los Andes y del engolfamiento neuquino adyacente. *Relatorio de la Provincia de Neuquén (2010) (Leanza Ed.): 335-348.*
- Ramos, V.A., Folguera, A., García Morabito, E., 2011. Las Provincias Geológicas del Neuquén. *Relatorio de la Provincia de Neuquén (2010) (Leanza Ed.): 317-326.*
- Rassmuss, J. 1923. Breves apuntes geológicos sobre la parte del territorio del Neuquén entre Auca Mahuida y El Tromen. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Serie F (Informes Preliminares y Comunicaciones), Boletín 6 (1): 15-20.
- Raspini, A. 2001. Stacking pattern of cyclic carbonate platform strata: Lower Cretaceous of southern Appennines, Italy. *Journal of the Geological Society* 158: 353-366.
- Raup, D.M. 1973. Depth inferences from vertically imbedded cephalopods. *Lethaia* 6: 217-226.
- Reijenstein, H. M., Posamentier, W. H., Bande, A., Lozano, F. A., Domínguez, R. F., Wilson, R., Catuneanu, O. y Galeazzi, S. 2020. Seismic geomorphology, depositional elements, and clinoform sedimentary processes: Impact on unconventional reservoir prediction. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse, I., y Leanza, H. (Eds.), *Integrated geology of unconvensionals: The case of the Vaca Muerta play, Argentina: AAPG Memoir* 121: 237-266.
- Riccardi, A.C. 1984. Las asociaciones de amonites del Jurásico y Cretácico de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 4: 559-595.
- Riccardi, A.C. 2008. The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. *Episodes* 31: 326-335.
- Riccardi, A.C. y Westermann, G.E.G. 1991a. Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part III: Bajocian-Callovian Eurycephalitinae, Stephanocerataceae. *Palaeontographica A* 216: 1-110, Stuttgart.

- Riccardi, A.C. y Westermann, G.E.G. 1991b. Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part IV: Bathonian-Callovian Reineckeidae. *Palaeontographica A* 216: 111-145, Stuttgart.
- Riccardi, A.C. y Westermann, G.E.G. 1999. An early Bathonian Tethyan ammonite fauna from Argentina. *Palaeontology* 42(2): 193-209, Londres.
- Riccardi, A. C., Damborenea, S. y Manceñido, M. 1993. Invertebrados Mesozoicos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio XII Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 329-339, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2): 228-234, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. Bioestratigrafía. Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación. SEGEMAR. Anales 29, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Leanza, H.A., Damborenea, S., Manceñido, M., Ballent, S. y Zeiss, A. 2000. Marine Mesozoic Biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: H. Miller y F. Hervé (eds.), *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, Hannover, 31º Internacional Geological Congress, SH 1: 103-108.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Leanza, H.A. 2011. Megainvertebrados jurásicos y su importancia geobiológica. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 441-464, Buenos Aires.
- Ricken, W. y Eder, W. 1991. Diagenetic Modification of Calcareous Beds - an Over view. En Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (Eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, 431-449, Berlin-Heidelberg.
- Rodrigues, N., Cobbold, P. R., Loseth, H., y Ruffet, G. 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ("beef") in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society*, 166: 695-709.
- Rodríguez, M. 2010. El Grupo Malargue (Cretácico Tardío - Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Actas en CD, Neuquén.
- Rodriguez, M., Cobbold, P.R., Loseth, H., and Ruffet, G. 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ("beef") in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society of London* 166: 695-709.

- Roth, S. 1899a. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la Geología y la Paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén (Diciembre de 1895 a Junio de 1896). Museo La Plata, Revista 9: 141-196.
- Roth, S. 1899b. Aviso preliminar sobre Mamíferos Mesozoicos encontrados en Patagonia. Museo La Plata, Revista 9: 381-388.
- Roth, S. 1902. Le découverte du gisement de la Piedra Pintada. Museo La Plata, Revista 10: 227-234.
- Roth, S. 1904. Noticias preliminares sobre nuevos mamíferos fósiles del Cretáceo superior y Terciario inferior de la Patagonia. Museo La Plata, Revista 11: 135-158.
- Roth, S. 1908. Beiträge zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasregion. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 26: 92-150.
- Roth, S. 1921. Investigaciones geológicas en la llanura pampeana. Museo de La Plata, Revista 25: 135-342.
- Sagasti, G. 2000. La sucesión rítmica de la Formación Agrio (Cretácico inferior) en el sur de la provincia de Mendoza, y su posible vinculación con Ciclos de Milankovitch. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 7: 1-22.
- Sagasti, G. 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, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Sagasti, G. 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. 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: 231-250, Londres.
- Scasso, R. A., Alonso, S. M., Lanés, S., Villar, H. J. y Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del hemisferio austral: el miembro los catutos (Fm. Vaca Muerta) Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57 (2): 143-159.
- Scasso, R.A., Alonso, M.S., Lanes, S., Villar, H.J., Laffitte, G. 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J. A., Schwarz, E. (Eds.), The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics, vol. 252. Geological Society of London, Special Publications, pp. 207-229, London
- Scasso, R. A., K. Föllmi, J. Spatenberg, I. A. Capelli, J. P. Cata lano, F. Cravero, and D. Kietzmann 2017. Concreciones dolomíticas de la Formación Vaca Muerta en la localidad de Puerta Curaco, Cuenca Neuquina, Argentina, in P. Desjardins, H. A. Leanza, M. Fantín, D. A. Kietzmann, D. Marchal, H. Reijenstein, F. González Tomassini, M. L. Rodríguez Schelotto, R. F. Domínguez, R. Weger, and M.A.

Vallejo, eds., Geología de la Formación Vaca Muerta: Simposio 5, 20° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucuman, Argentina, 146-147.

- Schieber, J., y 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 de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. *Anales* 7(5): 1-68.
- Schiller, W. 1922. Los sedimentos marinos del límite entre el Cretácico y el Terciario de Roca en Patagonia Septentrional. *Revista del Museo de La Plata* 26: 256-280.
- Schlumberger 1991. Log interpretation Principles/applications. Schlumberger Limited.
- Schlumberger 2009. Log interpretation charts. Schlumberger Limited.
- Schön, J. H. (Editor) 2015. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics (Developments in Petroleum Science, Vol. 65). Montanuniversität Leoben, Austria, Elsevier.
- 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., Spalletti, L. A., Veiga, G. D. y Fanning, C. M. 2016. First U–Pb SHRIMP age for the Pilmatué Member (Aguja Formation) of the Neuquén Basin, Argentina: implications for the Hauterivian lower boundary. *Cretaceous Research*, 58: 223-233.
- Schwarz, E., Veiga, G.D., Alvarez Trentini, G., Isla, M.F., Spalletti, L.A. 2018. Expanding the spectrum of shallow-marine, mixed carbonate–siliciclastic systems: processes, facies distribution and depositional controls of a siliciclastic-dominated example. *Sedimentology* 65:1558–1589.
- Schwarzacher, W. 1947. Über die Sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. *Geologische Bundesanstalt, Verhandlungen* H10-12, 175-188.
- SEGEMAR 2024. <https://sigam.segemar.gov.ar>
- Selker, J.S. 1993. Expressions for the formation of load casts in soft sediment. *J. Sediment. Res.* 63 (6): 1149-1151.
- Serra, O. 1986. *Fundamentals of Well Log Interpretation*, vol. 2. The Interpretation of Logging Data, 684 pp., Elsevier, NewYork.

- Simeoni, M. 1988. Foraminíferos del Cretácico inferior de la Formación Agrio en el perfil Villa del Agrio, Cuenca del Neuquén, Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3: 147-162.
- Simeoni, M. 2000. Cambios paleobiológicos próximos al límite Jurásico/Cretácico basados en microfósiles calcáreos de Patagonia septentrional. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédito), Comodoro Rivadavia.
- Singer, A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. *Earth-Science Reviews*, 21(4): 251-293.
- Spalletti, L. y Veiga, G. 2007. Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 14: 85-104.
- Spalletti, L. A., Del Valle, A. y Kielbowicz, A. 1990. Análisis ciclo estratigráfico del intervalo Hauteriviano superior- Barremiano en el área de Filo Morado, Cuenca Neuquina. 3o Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 253-259, San Juan.
- Spalletti, L.A., Gasparini, Z., Veiga, G., Schwarz, E., Fernández, 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: 109-123.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Matheos, S.D. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tthonian of the southern Neuquen Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society, London*, 157: 433-446.
- Spalletti, L., Poiré, D., Pirrie, D., Matheos, S. y Doyle, P. 2001a. Respuesta sedimentológica a cambios de nivel de base en una secuencia mixta clástica – carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14: 57-74.
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Schwarz, E. y Veiga, G.D. 2001b. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 609-624.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D., Schwarz, E., Franzese, J. 2008a. Depósitos de flujos gravitacionales subacuosos de sedimentos en el flanco activo de la cuenca neuquina durante el Cretácico Temprano. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 63: 442-453.
- Spalletti, L. A., Queralt, I., Matheos, S. D., Colombo, F. y Maggi, J. 2008b. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(4): 440-463.

- Spalletti, L. A., Arregui, C. y Veiga, G. 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), 99-111.
- Steuer, A. 1897. Argentinische Juraablagerungen. Ein Beiträge zur Kenntnis der Geologie und Paläontologie der argentinischen Anden. – Palaeontologische Abhandlungen, N.F. 7: 127-222.
- Steuer, A. 1921-22. Estratos jurásicos argentinos. – Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba (Rep. Argentina) 7: 25-128. (Traducción de G. Bodenbender).
- Stipanovic, P.N. 1951. Sobre la presencia del Oxfordense Superior en el Arroyo de la Manga (Provincia de Mendoza). Revista de la Asociación Geológica Argentina 6: 213-239.
- Stipanovic, P. N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agasiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(4): 403-478.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Bauliés O. y Martínez, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Asociación Geológica Argentina, Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (2): 67-98.
- 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.
- Stocks, A. E. y Lawrence, S. R. 1990. Identification of source rocks from wireline logs. In: Hurst, A., Lovell, M. A. and Morton, A. C. (Eds), Geological applications of wireline logs. Geological Society Special Publication, 48: 241-252.
- Strasser, A. 1994. Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (upper Tithonian–lower Berriasian, French Jura)
- Strasser, A., Hillgärtner, H. 1998. High-frequency sea-level fluctuation recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Saleve, French Jura). Eclogae Geologicae Helvetiae 91: 375-390.
- Strasser, A., Hillgärtner, H., Pasquier, J.B. 2004. Cyclostratigraphic timing of sedimentary processes: An example from the Berriasian of the Swiss and French Jura Mountains. In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.), Cyclostratigraphy: Approaches and case histories. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 81: 135-151.
- Tenaglia, M., Eberli, G. P., Weger, R. J., Rodriguez Blanco, L., Rueda Sanchez, L. E., y Swart, P. K. 2020. Total organic carbon quantification from wireline logging techniques: A case study in the Vaca Muerta Formation, Argentina. Journal of Petroleum Science and Engineering, 194: 107-489.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1991. Carbonate Sedimentology. Blackwell, 482 p., Oxford.

- Tunik, M.A., Pazos, P.J., Impicini A. et al. 2009. Dolomitized tidal cycles in the Agua de la Mula Member of the Agrio Formation (Early Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Latin Am J Sediment Bas An* 16:29–43.
- Turienzo, M. M. 2009. La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante (34°30'-34°50' L.S.) y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 123-139.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L. 1993. Hydrocarbon Habitat in a Triassic- Cretaceous Sub-Andean setting, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16(4): 397-420.
- Uliana, M.A., Dellapé, D. y Pando, G. 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias del Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 151-176.
- Uliana M.A., Dellapé, D. y Pando, G. 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. Cretácico Inferior, Provincia de Neuquén y Mendoza. *Revista Petrotecnia del Instituto Argentino del Petróleo*, v.16 (1-2): 31-46 y (3): 25-33.
- Uliana, M. A., Biddle, K., Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: A. Tankard, H.R. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.
- Uliana, M., Dellapé, D. y Pando, G. 1975. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1:177-196, Buenos Aires.
- Uliana, M., Legarreta, L., Laffitte, G. y Villar, H.J. 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas de Argentina. IV Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1: 1- 61, Mar del Plata.
- Vallati, P. 1995. Presencia de Afropollis (Polen de Angiosperma) en el Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas : 277-290. Trelew.
- Vallati, P. 1996. Palinología de la “Arenisca” Rincón (Grupo Huitrín/Rayoso), Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5 : 77-92, Buenos Aires.
- Vallati, P. 2001. Bioestratigrafía (Palinología) del Cretácico temprano y medio en la Patagonia septentrional y central. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias naturales. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-resolution Correlation of Time and Facies. *American Association of Petroleum Geology, Meth. Explor. Ser.*, 7, 55 pp.

- Veiga, G. D. y Vergani, G. D. 2010. El Miembro Troncos Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). 18o Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Neuquén.
- 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 Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) in central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 49: 1001-1019.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. 2005. The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society of London, Special Publication 252, pp. 1:336.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Flint, S.S. 2007. Anatomy of a fluvial lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Hauterivian) in central Neuquén Basin (NW Neuquén province), Argentina. En: Nichols, G., Williams, E. & Paola, C. (Eds.): *Sedimentary Environments, Processes and Basins. A tribute to Peter Friend*. Special Publication International Association of Sedimentologists, 38: 341-365.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Schwarz, E. 2011. Los depósitos continentales del Miembro Avilé de la Formación Agrio (Hauteriviano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (Eds.): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*.
- Vennari, V.V. 2016. Tithonian ammonoids (Cephalopoda, Ammonoidea) from the Vaca Muerta Formation, Neuquén basin, west-central Argentina. *Palaeontographica A* 306: 85-165.
- Vennari, V.V., Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M., Ramos, V.A. 2014. New constraints on the Jurassic-Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U-Pb data. *Gondwana Res.* 26: 374-385.
- Vergani, G.D. 2005. Control estructural de la sedimentación Jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Modelo de falla lítrica rampa – plano, invertida. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 1: 32-44.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Welink, 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*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62. American Association of Petroleum Geologists, pp. 383-402, Tulsa.
- Vergani, G., Selva, G. y Boggetti, D. 2002. Estratigrafía y modelo de facies del Miembro Troncoso inferior, Formación Huitrín (Aptiano), en el noroeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas (Versión en CD Room), El Calafate.
- Vergani, G., Arregui, C. y Carbone, O. 2011. Sistemas petroleros y tipo de entrapamientos en la cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, 645-656, Neuquén.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 221-250.

- Volkheimer, W. y Salas, A. 1975. Die älteste Angiosperm-Palynoflora Argentinien von der typus localität der unterkretazischen Huitrín-Folge des Neuquén - becken. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte H 7: 424-436, Stuttgart.
- 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.
- Volkheimer, W. y Sepúlveda, E. 1977. Biostratigraphische Bedeutung und mikrofloristische Assoziation von *Cyclusphaera psilata* n. sp., einer Leitform aus der Unterkreide des Neuquén Beckens (Argentinien). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte H 2: 97-108, Stuttgart.
- Volkheimer, W., Rauhut, O.W.M., Quattrocchio, M.E., Martinez, M.A. 2008. Jurassic paleoclimates in Argentina, a review. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 549-556.
- Weaver, C. 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science, 5(13): 417-434.
- Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University of Washington 1: 1-469, Seattle.
- Weaver, C. 1942. A general summary of the Mesozoic of South and Central America. 8o American Science Congress, Proceedings (1940) 4, Geology: 149-193, Washington.
- Wehrli, L. 1899. Avis géologique sur le question au Divortium Aquarum interoceanicum dans la Région du Lac Lacar. Museo La Plata, Revista 9: 245-252.
- Whitham, A.G. 1993. Facies and depositional processes in an Upper to Lower Cretaceous pelagic sedimentary sequence, Antarctica. Sedimentology 40, 331-349.
- Wignall, P.B. y Myers, K.J. 1988. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. Geology, 16: 452-455.
- Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minería y Mineralogía, Anales 10(1): 1-60, Buenos Aires.
- Windhausen, A. 1918. Líneas generales de la estratigrafía del Neocomiano de la Cordillera argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 33: 97-128, Buenos Aires.
- Windhausen, A. 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino, Tomo II, 1-645. J. Peuser, Buenos Aires.
- Yrigoyen M.R. 1948. Estratigrafía y tectónica de los alrededores de Buta Ranquil, territorio de Neuquén. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de La Plata.

- Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Centenario Academia Nacional de Ciencias, p. 345-364, Córdoba.
- Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, vol I: 651-694, Córdoba.
- Yrigoyen, M. R. 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. Petrotecnia Edición Especial, 38, 54.
- Zavala, C. y Ponce, J. J. 2010. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano). 18o Congreso Geológico Argentino, Actas en CD. Neuquén.
- Zavala, C., Ponce, J., Drittanti, D., Arcuri, M., Freije, H. y Asensio, M. 2006. Ancient Lacustrine Hyperpycnites: a Depositional Model from a Case Study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-Central Argentina: Journal of Sedimentary Research, 76: 41-59.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. 2011. Las capas de San Eduardo: 130 metros de arenas en el Miembro Inferior de la Fm. Agrio, Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina. En: Abstracts of the 8 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 8–12 Nov 2011
- Zeiss, A., Leanza, H.A. 2008. Interesting new ammonites from the Upper Jurassic of Argentina and their correlation potential: new possibilities for global correlations at the base of the Upper Tithonian by ammonites, calpionellids and other fossil groups. Newsl. Stratigr. 42: 223-247.
- Zeiss, A., Leanza, H.A. 2010. Upper jurassic (tithonian) ammonites from the lithographic limestones of the Zapala region, Neuquén basin, Argentina. Beringeria 41: 23-74.