



Facultad de Ingeniería

Departamento de Geología y Petróleo

Licenciatura en Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

**ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y
PALEOAMBIENTAL DE LA
FORMACIÓN CHALLACÓ (JURÁSICO
MEDIO), EN EL FLANCO SUR DEL
ANTICLINAL DE PICÚN LEUFÚ AL
ESTE DE LA RUTA NACIONAL 40**

Autora: Carolina Evelin Amorone

Director Académico: Carlos Arregui



Trabajo Final de Licenciatura – Amorone Carolina

Universidad Nacional del Comahue – Facultad de Ingeniería
Lic. en Ciencias Geológicas – Dpto. de Geología y Petróleo

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN CHALLACÓ (JURÁSICO MEDIO), EN EL FLANCO SUR DEL ANTICLINAL DE PICÚN LEUFÚ AL ESTE DE LA RUTA NACIONAL 40

Trabajo Final de Licenciatura presentado en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue como parte de los requisitos para obtener el título de: LICENCIADA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Autora: Amorone, Carolina Evelin. N° Legajo: ING. 2505.

Director académico: Lic. Arregui, Carlos - Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Geología del Petróleo y Gas y Estratigrafía Avanzada.

Jurado 1: Lic. Garrido, Alberto Carlos.

Jurado 2: Dra. De la Puente, Susana.

Jurado 3: Dr. Ponce, Juan José.

Neuquén Capital, Argentina.

Año 2019

RESUMEN

Los depósitos continentales de la Fm. Challacó constituyen la etapa final de acumulación del Grupo Cuyo (Jurásico Inferior a Medio) en el sector sur de la Cuenca Neuquina (Subcuenca de Picún Leufú). Sobre la base del análisis litofacial y el posterior reconocimiento de elementos arquitecturales y asociaciones de facies, se ha conseguido diferenciar 5 secciones dentro de del área estudiada, y en consecuencia obtener un modelo depositacional para cada una de las mismas. En ese sentido se interpreta para la sección 1 un sistema fluvial sinuoso de carga mixta. En este caso la configuración de los cuerpos presenta una geometría canalizada y gran extensión lateral. Los mismos, se intercalan junto con depósitos de derrame en las sucesiones pelíticas grisáceas y moradas que configuran la planicie de inundación. La sección 2 se caracteriza por depósitos vinculados a un sistema fluvial con cauces efímeros, con cuerpos arenosos lenticulares de menor extensión y espesor que la sección anterior, los cuales se encuentran distribuidos aleatoriamente junto con lóbulos de desborde dentro de depósitos fangolíticos rojizos que corresponden a depósitos de llanura de inundación. Para la sección 3 se interpreta un sistema fluvial entrelazado, que marca un abrupto contraste de energía en el ambiente. En este caso, los canales presentan un arreglo multiepisódico que conforman un cuerpo tabular de gran continuidad lateral con un espesor de hasta 15 m. La sección 4 se define como un sistema fluvial sinuoso al igual que el sector 1, pero de carga tractiva, señalando una situación más proximal del sistema. Estos cuerpos areno-gravosos que representan los canales del sistema, se intercalan en una planicie de inundación compuesta por fangolitas rojas, como sucede en la sección 2, marcándose la diferencia entre ellas por la presencia de trazas de raíces hacia el tope de estos depósitos. Para la sección superior (sección 5), se definió un modelo de acumulación fluvio-aluvial proximal, caracterizado por el desarrollo de un sistema de abanicos aluviales, que se asocia a sistemas fluviales entrelazados compuestos por una red inestable de canales con carga de lecho gravosa. En esta situación, los cuerpos conglomerádicos y arenosos identificados constituyen un cuerpo tabular de gran continuidad y extensión regional, pero con potencias que no superan los 6 m.

Palabras clave: Fm. Challacó; Grupo Cuyo; Cuenca Neuquina; Jurásico; Análisis litofacial.

ABSTRACT

The continental deposits of the Chillacó Formation constitute the final stage of accumulation of the Cuyo Group (Lower to Middle Jurassic) in the southern sector of the Neuquén Basin (Picún Leufú Sub-basin). Based on the lithofacial analysis and the subsequent recognition of architectural elements and associations of facies, it has been possible to differentiate 5 sections within the studied area, and consequently obtain a depositional model for each of them. In that sense, a sinuous river system of mixed load is interpreted for section 1. In this case the configuration of the bodies has a channeled geometry and large lateral extension. They are interspersed together with crevasse deposits in the grayish and purple film sequences that make up the flood plain. The Section 2 is characterized by deposits linked to a fluvial system with ephemeral channels, with lenticular sandy bodies of less extension and thickness than the previous section, which are randomly distributed along with overflow lobes within reddish muddy deposits that correspond to deposits of flood plain. For section 3 an interlaced river system is interpreted, which marks an abrupt contrast of energy in the environment. In this case, the channels have a multi-episodic arrangement that forms a tabular body of great lateral continuity with a thickness of up to 15 m. Section 4 is defined as a sinuous river system as well as sector 1, but with tractive load, indicating a more proximal situation of the system. These sand-burdensome bodies that represent the channels of the system, are interspersed in a flood plain composed of red fangolites, as happens in section 2, making the difference between them by the presence of traces of roots towards the top of these deposits. For the upper section (section 5), a model of proximal fluvial-alluvial accumulation was defined, characterized by the development of an alluvial fan system, which is associated with interlaced river systems composed of an unstable network of channels with gravel bed load. In this situation, the identified conglomeric and sandy bodies constitute a tabular body of great continuity and regional extension, but with powers that do not exceed 6 m.

AGRADECIMIENTOS

- Al Estado Nacional, por darme la oportunidad de estudiar en la Universidad Pública y gratuita.
- A la Universidad Nacional del Comahue por darme la posibilidad de formarme como profesional.
- A mis padres, por darme la posibilidad de estudiar y por el apoyo de todos estos años.
- A mis hermanos, familia y amigos de la vida por siempre estar en las buenas y en las malas.
- A mis compañeros de este camino, especialmente Paula, por los consejos, mates, mañanas, tardes y noches de estudio y Aldana por todo el recorrido juntas y las aventuras en el campo.
- Al profesor Carlos Arregui, mi director en este trabajo, por su excelente calidad humana y por brindarme su tiempo, conocimientos y apoyo.
- Al jurado evaluador de este trabajo, Dra. Susana de la Puente, Lic. Alberto Garrido y Dr. Juan José Ponce, por su predisposición para corregir y mejorar este trabajo final.
- Especialmente, al profesor Osvaldo Carbone, que ya no está entre nosotros. Por sus consejos y apoyo en este último tiempo, no lo voy a olvidar.

ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Objetivo general.....	1
1.2	Objetivos específicos.....	1
1.3	Metodología.....	1
1.4	Área de estudio.....	4
2	ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	6
2.1	Antecedentes.....	6
2.2	Marco geológico y evolución tectosedimentaria de la Cuenca Neuquina.....	7
3	ESTRATIGRAFÍA.....	17
3.1	Grupo Cuyo: aspectos estratigráficos y sedimentológicos regionales.....	17
3.1.1	Formación Los Molles.....	18
3.1.2	Formación Lajas.....	19
3.1.3	Formación Challacó.....	19
3.2	Formación Challacó.....	19
3.2.1	Distribución areal.....	19
3.2.2	Litología.....	20
3.2.3	Paleontología.....	20
3.2.4	Ambiente.....	20
3.2.5	Relaciones estratigráficas.....	20
3.2.6	Edad y correlaciones.....	21
4	COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS Y CORRELACIÓN.....	23
4.1	Introducción.....	23
4.2	Perfil P1.....	25
4.3	Perfil P2.....	26
4.4	Perfil P3.....	27
4.5	Correlación de los perfiles.....	28
5	ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS.....	29
5.1	Facies sedimentarias.....	29
5.1.1	F1. Ortoconglomerado polimícticos macivos (Gm).....	29
5.1.2	F2. Ortoconglomerado polimíctico con imbricación de clastos (Gi).....	30



5.1.3	F3. Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesas (SGt)	31
5.1.4	F4. Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tabular (SGp).	32
5.1.5	F5. Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)	33
5.1.6	F6. Areniscas con estratificación entrecruzada tabular (Sp)	34
5.1.7	F7. Areniscas finas y muy finas macivas (Sm)	35
5.1.8	F8. Areniscas finas y medias con estratificación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo (Sh/l)	36
5.1.9	F9. Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y tabular (Stp)	37
5.1.10	F10. Areniscas con estratificación entrecruzada tabular y laminación ondulítica asimétrica (Spr)	37
5.1.11	F11. Areniscas con estructuras de deformación (Sd)	38
5.1.12	F12. Fangolitas masivas rojas (Fm(r))	40
5.1.13	F13. Pelitas masivas grises y moradas (Fm-gm)	41
6	ELEMENTOS ARQUITECTURALES Y ASOCIACIONES DE FACIES	44
6.1	Elementos arquitecturales y análisis de facies	46
6.1.1	CH-C(A): Canales arenosos confinados	46
6.1.2	CL-E(A): Cuerpos Arenosos Lenticulares efímeros	47
6.1.3	LD: Lóbulos de derrame	48
6.1.4	LI-H: Llanura de inundación húmeda	49
6.1.5	LI-A: Llanura de inundación árida	50
6.1.6	CM: Canales móviles de gran potencia multiepisódicos	51
6.1.7	CH-C (AG): Canales areno-gravosos confinados	52
6.1.8	LG: Lóbulos gravosos amalgamados	54
6.1.9	BG: Barras gravosas proximales	54
7	HISTORIA EVOLUTIVA Y MODELOS DEPOSITACIONALES	56
7.1	Introducción	56
7.1.1	Sección 1	57
7.2	Sección 2	59
7.3	Sección 3	62
7.4	Sección 4	64
7.5	Sección 5	65

8	DISCUSIÓN.....	68
8.1	Límites y asignación estratigráfica.....	68
8.1.1	Límite inferior.....	68
8.1.2	Límite superior	69
8.1.3	Asignación estratigráfica	71
9	CONCLUSIONES.....	74
10	BIBLIOGRAFÍA.....	76

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Mapa geológico del área de estudio, mostrando la ubicación de las tres secciones muestreadas: P1, P2, P3. (Modificado de Garrido y Parent, 2013).	3
Figura 2.	Imagen satelital mostrando los puntos de inicio y final de los perfiles realizados, mediante coordenadas geográficas.	4
Figura 3.	Mapas e imágenes satelitales mostrando la ubicación del área de estudio en la región del anticlinal de Picún Leufú.....	5
Figura 4.	Mapa de ubicación y límites de la Cuenca Neuquina (extraído de Digregorio <i>et al.</i> , 1984).	8
Figura 5.	Paleogeografía de Gondwana en el Jurásico Tardío, mostrando la ubicación de la Cuenca Neuquina en el margen occidental activo (extraído de Arregui <i>et al.</i> , 2011a).....	9
Figura 6.	Límite de la deformación gondwánica en coincidencia con la Dorsal de Huincul asociada a la colisión de Patagonia con los Terrenos Cuyania y Pampia, y su relación con el margen occidental activo de Gondwana (Arregui <i>et al.</i> , 2011a).....	10
Figura 7.	Columna estratigráfica y etapas evolutivas de la Cuenca Neuquina (basado en Arregui <i>et al.</i> , 2011a).	11
Figura 8.	Mapa de ingreso del mar durante el Jurásico Inferior (extraído de Arregui <i>et al.</i> , 2011a).	13
Figura 9.	Lineamientos estructurales principales de subsuelo y afloramientos, relacionados a la dorsal de Huincul. En base a la orientación de los lineamientos se puede diferenciar un sector occidental con predominio de estructuras compresivas de orientación NE y vergencia hacia el sureste; un sector oriental con estructuras mayormente transcurrentes de orientación NO; un sector norte correspondiente al engolfamiento en donde se desarrollan casi exclusivamente corredores transcurrentes de bajo relieve estructural y finalmente un sector central de transición en donde las estructuras tienen una orientación E-O y presentan características tanto transcurrentes como compresivas (extraído de Silvestro y Zubiri, 2008).	14
Figura 10.	Simplificación del lineamiento estructural denominado Dorsal de Huincul.....	15
Figura 11.	Columna estratigráfica generaliza de Mesozoico de la Cuenca Neuquina con la posición relativa del Grupo Cuyo, mostrando las discontinuidades en su base y tope (Modificado de Arregui <i>et al.</i> , 2011b).	18

Figura 12. Ubicación temporal de las unidades secuenciales discriminadas en este trabajo y sus discontinuidades limitantes. A la derecha se indica el tipo y magnitud relativa de los movimientos tectónicos. Sin escala vertical (basado en Freije *et al.*, 2002)..... 21

Figura 13. Cuadro estratigráfico para el Jurásico en el sector sur de la Cuenca Neuquina, en el centro de la provincia del Neuquén (modificado de Veiga, 2002). 22

Figura 14. Imagen satelital mostrando la ubicación de los perfiles estratigráficos con sus puntos iniciales y finales, determinados mediante coordenadas geográficas. 23

Figura 15. Perfil estratigráfico P1..... 25

Figura 16. Perfil estratigráfico P2..... 26

Figura 17. Perfil estratigráfico P3. 27

Figura 18. Correlación de los perfiles estratigráficos..... 28

Figura 19. Distintas composiciones de los clastos. Litofacies Gm. 30

Figura 20. Clastos mal seleccionados y ausencia de ordenamiento interno de los mismos. Facies Gm. 30

Figura 21. Imbricación de clastos (Gi). 31

Figura 22. Estratificación entrecruzada en artesa con gravas en base de sets. (SGt) 31

Figura 23. A-B- Estratificación cruzada tabular (SGp). 32

Figura 24. Lente conglomerádico en un cuerpo arenoso (SGp)..... 33

Figura 25. Representación tridimensional de migración de formas de lecho tridimensionales de cresta sinuosa. Nótese la estratificación entrecruzada en artesa al cortar el bloque diagrama en sentido perpendicular a la dirección de migración (extraído de Harms, 1979). 33

Figura 26. A- Litofacies de areniscas medias con sets de estratificación entrecruzada en artesa (St). B- Estratificación entrecruzada en artesa. Facies St. 34

Figura 27. Representación tridimensional de migración de formas de lecho bidimensionales de cresta recta. Nótese la estratificación entrecruzada tabular al cortar la estructura en sentido paralelo a la dirección de migración (extraído de Harms, 1979). 35

Figura 28. Estratificación entrecruzada. Litofacies Sp. 35

Figura 29. Fitodetritos en litofacies Sm..... 36

Figura 30. Cuerpo lobular con estratificación horizontal que grada a entrecruzada de bajo ángulo..... 37

Figura 31. Óndulas asimétricas. Litofacies Spr. 38

Figura 32 A y B- Estructuras de deformación por carga en depósitos de areniscas sobre capas lodosas (Sd). C- Se observa una laminación convoluta en arenas finas a medias. Facies Sd..... 39

Figura 33. A- Fangolitas rojas (Fm(r)). B- Bioturbación de raíces en fangolitas rojas. 40

Figura 34. A- Pelitas grises. Litofacies Fm-gm. B- Pelitas moradas en la base de cuerpo arenoso (Fm-gm)..... 41

Figura 35. Los ocho elementos arquitecturales originales de Miall (1985) a los que se ha agregado el elemento HO (extraído de Miall, 2014). 45

Figura 36. A- Cuerpo arenoso lenticular de gran extensión. B- Fotografía de detalle del cuerpo de la Fig. 31. A. 46

Figura 37. Intercalación de cuerpos arenosos con planicie pelfítica..... 47

Figura 38. A y B- Cuerpos arenosos lenticulares inmersos en depósitos fangolíticos rojizos.	48
Figura 39. A y B- Lóbulos de desbordes inmersos en la planicie de inundación.	49
Figura 40. Pelitas grises de llanura de inundación húmeda.	50
Figura 41. Registro de historia multiepisódica, individualizada por tres episodios diferentes	51
Figura 42. Cuerpo tabular extenso conformado por eventos multiepisódicos.	52
Figura 43. A y B. Cuerpos areno-gravosos localizados en la zona interperfiles.	53
Figura 44. Lóbulos gravosos proximales y barras gravosas proximales.	54
Figura 45. Simplificación de las secciones diferenciadas en los perfiles.	57
Figura 46. Modelo depositacional de la sección 1.	59
Figura 47. Modelo depositacional de la sección 2.	61
Figura 48. Límite abrupto entre las secciones 1 y 2.	62
Figura 49. Modelo depositacional de la sección 3.	64
Figura 50. Modelo depositacional de la sección 4.	65
Figura 51. Modelo depositacional de la sección 5.	67
Figura 52. A- Depósito conglomerádicos cortando fangolitas verdosas y rojizas subyacentes. B y C- Conglomerado corta areniscas infrayacentes.	70
Figura 53. Carta cronoestratigráfica para el Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina. Se indican los hiatus erosivos y no- deposicionales (Modificada de Zavala y Freije, 2002)....	71
Figura 54. Esquema estratigráfico (parcial) de las unidades aflorantes en el área del puente de la ruta 40 sobre el Arroyo Picún Leufú (Modificado de Zavala, 2004)	72

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Síntesis de litofacies identificadas en el área de estudio del presente trabajo....	43
Tabla 2. Síntesis de los elementos arquitecturales reconocidos para la Formación Challacó.	55
Tabla 3. Denominación litoestratigráfica por distintos autores para el cuerpo tabular de la sección 5 de este trabajo.	71
Tabla 4. Denominación litoestratigráfica de diferentes autores para los depósitos continentales que culminan con el Ciclo Cuyano.	73

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es aportar, a partir de un estudio de detalle en afloramientos, nuevas interpretaciones estratigráficas que permitan complementar el conocimiento acerca de la Fm. Challacó. Esta unidad ha sido objeto de estudios de orden regional en el contexto del desarrollo del Grupo Cuyo (Freije *et al.*, 2002), y en forma más detallada en la tesis doctoral y trabajos complementarios de Veiga (1998, 2000, 2002) en un amplio sector de la subcuenca de Picún Leufú.

El interés en el estudio de esta unidad radica en el descubrimiento de numerosas acumulaciones de hidrocarburos convencionales y no convencionales que alientan a realizar estudios de mayor detalle en afloramientos donde pueden observarse de manera más ajustada las variaciones laterales y verticales de facies y geometrías de cuerpos, que permitan efectuar interpretaciones acerca de los factores que controlaron dicha arquitectura.

1.2 Objetivos específicos

Los objetivos específicos consisten en:

- Realizar un levantamiento y posterior correlación de tres perfiles estratigráficos en el área de estudio.
- Describir la sedimentología y geometría de los cuerpos sedimentarios que constituyen el afloramiento.
- Definir la evolución vertical y las relaciones laterales entre los puntos de control analizados, con el fin de realizar una interpretación paleoambiental de la unidad.
- Efectuar una historia de la evolución del relleno individualizando los principales quiebres que representen variaciones de las condiciones de depositación.
- Por último efectuar conclusiones acerca de las relaciones de esta unidad con los demás componentes del Grupo Cuyo.

1.3 Metodología

A los fines de cumplir con los objetivos preestablecidos, el trabajo desarrollado se dividió en tres etapas.

En una primera etapa, se realizó una recopilación de toda la bibliografía disponible referida a los depósitos de la Fm. Challacó.

Luego de analizar y examinar la información bibliográfica, se procedió a la recopilación de datos en el campo. Esta segunda etapa, consistió en recorrer el

afloramiento lateralmente y verticalmente para poder identificar, determinar dimensiones, continuidad y caracterizar las macroformas y superficies de mayor jerarquía. Este recorrido a pie, a lo largo del afloramiento, se efectuó siguiendo los contactos entre los distintos estratos y observando cambios laterales de facies. Después de haber comprendido la disposición y relación entre los estratos, se continuó con la labor de detalle seleccionando los lugares más apropiados para efectuar el relevamiento de las columnas. A partir de aquí se elaboraron tres perfiles estratigráficos de escala 1:100 en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú, al Este de la ruta nacional N°40 (Fig. 1 y 2).

En cada punto de control se realizaron todas las observaciones necesarias para la elaboración de dichos perfiles:

- Determinación de espesor y geometría de los cuerpos sedimentarios.
- Observación de la textura de las rocas (granulometría, selección, color y si fuera posible definir sus componentes) para individualizar las distintas litologías.
- Tipos de contactos existentes entre los distintos estratos.
- Estructuras sedimentarias primarias y secundarias, contenido bioestratigráfico.
- Medición de paleocorrientes sobre todos los indicadores de transporte de sedimentos reconocidos.

Para esbozarlos, se contó con hojas de descripción de perfiles estratigráficos, comparadores granulométricos, comparadores de redondez y esfericidad, GPS, lupa de mano, brújula geológica, báculo de Jacob y cámara fotográfica.

Finalmente se llegó a la última etapa, el trabajo de gabinete, donde se llevó a cabo el procesamiento de la información recopilada en el campo.

En principio, se digitalizaron las tres columnas estratigráficas escala 1:100 y se realizó un panel correlación de las mismas, mediante el programa de diseño (CANVAS). A partir de esto, se procedió a la definición de facies sedimentarias. Con el objeto de efectuar un análisis paleoambiental más detallado, se realizó el estudio arquitectural de los depósitos basado en la definición de los cuerpos sedimentarios (litosomas), a partir de las asociaciones de facies tanto verticales como laterales, geometría, jerarquización de discontinuidades y distribución de paleocorrientes, siguiendo el criterio de Miall (1985).

En base a toda la información analizada se efectuaron conclusiones y consideraciones acerca de los procesos sedimentarios, los paleoambientes representados y los tipos de sistemas depositacionales que podrían ajustarse a las observaciones realizadas.

Finalmente se procedió a realizar una historia evolutiva del intervalo estratigráfico analizado con consideraciones tanto litoestratigráficas como de estratigrafía genética (estratigrafía de secuencias).

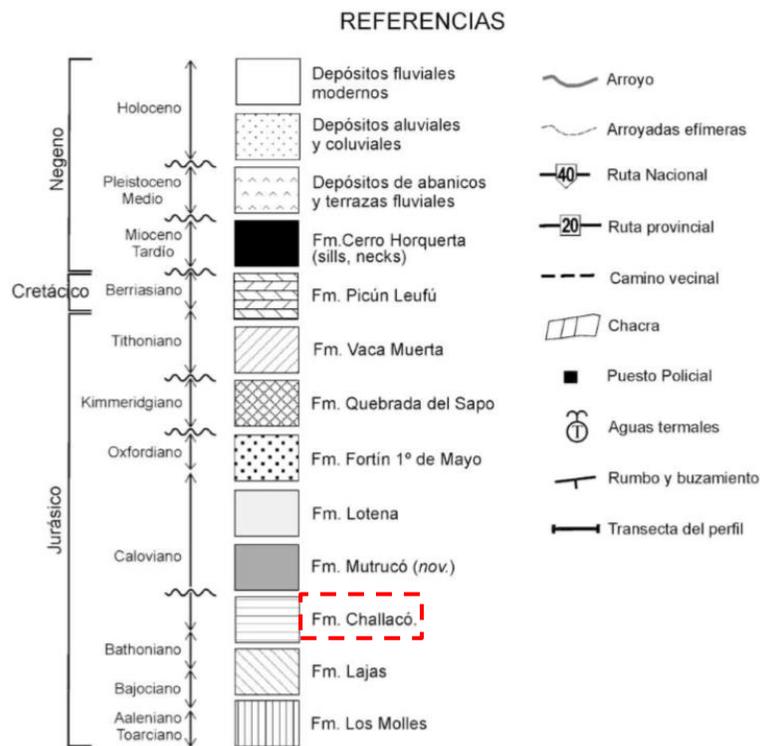
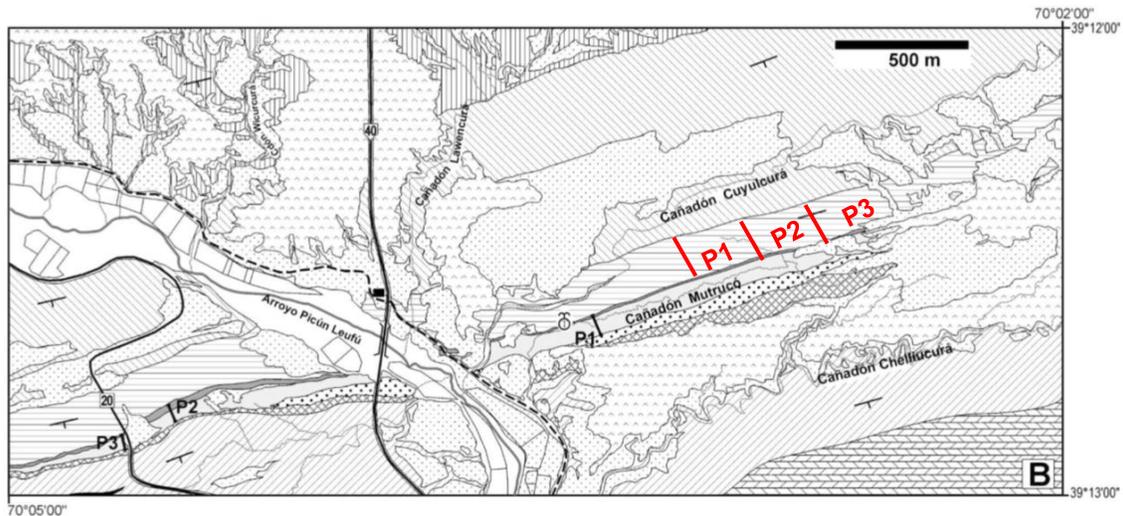


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio, mostrando la ubicación de las tres secciones muestreadas: P1, P2, P3. (Modificado de Garrido y Parent, 2013).

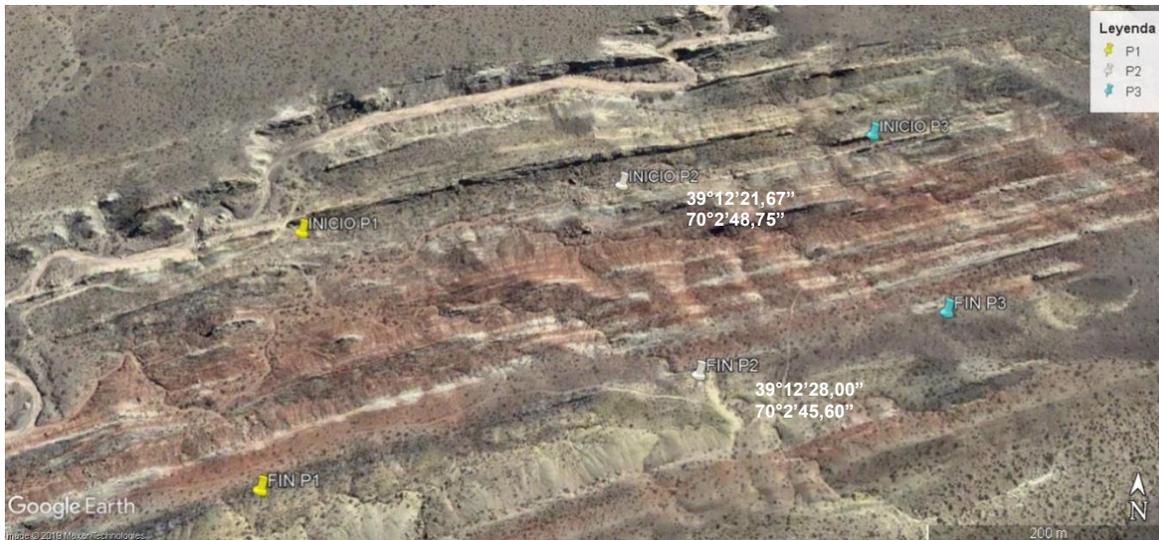


Figura 2. Imagen satelital mostrando los puntos de inicio y final de los perfiles realizados, mediante coordenadas geográficas.

1.4 Área de estudio

El área de estudio se localiza en proximidades del puente carretero del arroyo Picún Leufú emplazado sobre la ruta nacional N° 40, distante aproximadamente 50 km al sur de la ciudad de Zapala, en la Provincia del Neuquén (Fig. 3).

Este sitio constituye una localidad clásica para el estudio de las secuencias jurásico-cretácicas de la Cuenca Neuquina, habiendo recibido la atención de diversos autores (Groeber, 1920; Weaver, 1931; Herrero Ducloux y Leanza, 1943; Groeber *et al.*, 1952; Leanza, 1973; Digregorio, 1978; Dellapé *et al.*, 1978; Volkheimer y Quattrocchio, 1981; Leanza y Hugo, 1997; Veiga, 1998; Zavala y Freije, 2002; Parent *et al.*, 2011; entre otros). El sector analizado corresponde a una faja de afloramientos ubicada sobre el flanco meridional de una gran estructura plegada, ampliamente conocida en la literatura geológica bajo la denominación de anticlinal de Picún Leufú (Garrido y Parent, 2013).

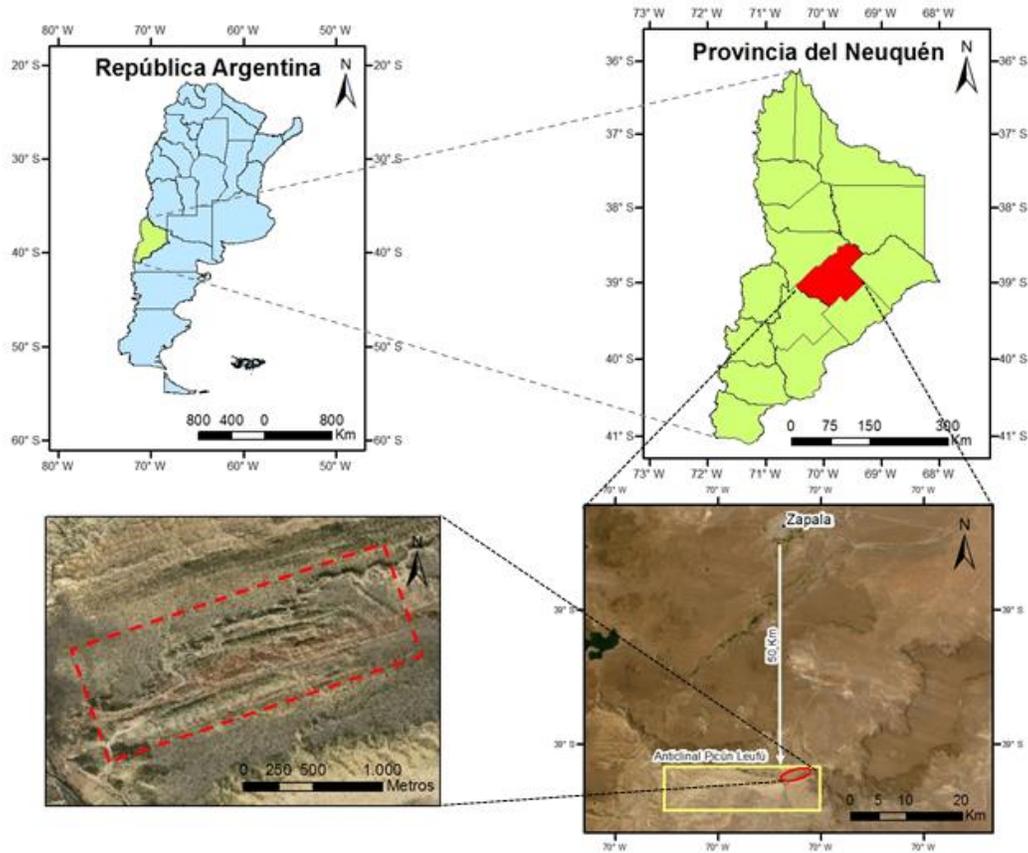


Figura 3. Mapas e imágenes satelitales mostrando la ubicación del área de estudio en la región del anticlinal de Picún Leufú.

El área estudiada abarca solo un $0,324\text{km}^2$ de los $46,5\text{km}^2$ de superficie que tiene el anticlinal de Picún Leufú, de manera que las consideraciones que se puedan extraer de evolución paleoambiental habrá que reforzarlas con otros puntos de control en otros sectores.

2 ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Antecedentes

La Fm. Challacó fue definida originalmente por de Ferrariis (1947) como una unidad de subsuelo del Yacimiento Challacó de Y.P.F y correlacionada por Gulisano *et al.* (1984) y Leanza (1992) hacia afloramientos situados en la Hoja Geológica 3969-III Picún Leufú (Leanza y Hugo, 1997).

Leanza y Hugo (1997) realizan una recopilación de antecedentes sobre esta unidad estratigráfica. Ducloux y Leanza (1943), Herrero Ducloux (1946), Groeber Stipanovic y Mingramm (1953), Parker (1965) y Leanza (1973), consideran a esta facies de capas rojas como integrante de la Fm. Lotena. Se debe a Dellapé *et al.* (1979) el discernimiento del ciclo sedimentario Loteniano (Grupo Lotena), integrado por facies de naturaleza marina, asignadas a la Fm. Lotena *sensu stricto*, de aquellas que corresponden a la parte cuspidal del Grupo Cuyo y que se denominan Fm. Challacó, de acuerdo con los posteriores estudios de Gulisano *et al.* (1984) y Leanza que efectuaron mapeos de detalle de esta sección (1992). Del Vo (1993) refirió más recientemente los antecedentes disponibles sobre esta unidad.

Leanza y Hugo (1997), determinaron que la Fm. Challacó se apoya en concordancia sobre la Fm. Lajas, a la que sucede en forma gradual, marcándose el contacto entre ambas con la primera aparición de pelitas rojas, y, también que es cubierta en discordancia por la Fm. Lotena, que en la región de Picún Leufú se inicia con un conglomerado basal discontinuo.

Esta unidad, constituye la etapa final de acumulación del Grupo Cuyo (Jurásico inferior a medio) en el sector sur de la Cuenca Neuquina (Veiga, 1998). La ausencia de una correlación directa entre las distintas zonas de afloramientos de dicha unidad ha llevado a la necesidad de definir sectores con características particulares, que han sido estudiados independientemente. De esta forma Veiga (1998, 2000, 2002) definió dos sectores principales de afloramientos, denominados oriental (anticlinal Cerro Lotena) y occidental (anticlinal Picún Leufú).

En el sector del arroyo Picún Leufú por encima de los depósitos de la Fm. Challacó, se encuentran facies de margas con restos de invertebrados marinos de edad Caloviano medio a superior (Herrero Ducloux y Leanza, 1943; Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990), pertenecientes a la Fm. Lotena (Weaver, 1931). En los trabajos clásicos en los que se hace referencia a este perfil, también se los considera como parte de la Fm. Lotena a los conglomerados que aparecen inmediatamente por debajo de estas margas (Dellapé *et al.*, 1978; Leanza 1990). Por otra parte, a muy corta distancia, sobre la margen derecha del Arroyo Picún Leufú, las facies marinas de la Fm. Lotena se apoyan sobre depósitos finos de llanura de inundación de la Fm. Challacó, registrándose un acuífero de las facies conglomerádicas (Veiga, 1998).

Freije *et al.* (2002), definió que la Fm. Challacó está constituida por conglomerados y areniscas de colores castaños interestratificados con niveles de capas rojas, verdes y grises de fangolitas depositadas en un ambiente lacustre salobre.

Veiga (2002) describe un sistema fluvial entrelazado alternando con otro de carga mixta y abundantes planicies aluviales para los afloramientos de las comarcas de cerro Lotena y Picún Leufú.

Arregui *et al.* (2011b) asocian esta unidad a un clima árido continental desde ambientes de abanico aluvial a depósitos fluviales de variados estilos. Su edad se estima en base a la posición en secuencia asignada al Bajociano tardío hasta el Caloviano temprano.

Según la literatura publicada del Grupo Cuyo (Gómez Omil *et al.*, 2017), el sistema depositacional de la Fm. Challacó es responsable del transporte de los enormes volúmenes de material clástico que constituyen los ambientes parálidos de la Fm. Lajas.

Otros autores dan interpretaciones diferentes, como Zavala y González (2001) que indican que la Fm. Challacó, no constituiría una sucesión continental genéticamente equivalente de las areniscas marinas de plataforma presentes en la Sierra de la Vaca Muerta (Fm. Lajas), sino que la actividad tectónica temprana en la zona de la Dorsal de Huincul habría interpuesto una barrera física, limitando los aportes sedimentarios desde el Sur (Macizo Nordpatagónico). Consecuentemente, la Fm. Challacó constituiría una unidad acumulada en un medio lacustre a marino salobre desarrollado en la subcuenca Picún Leufú, y parcialmente desconectado del sector norte de la Cuenca Neuquina (Freije *et al.*, 2002).

2.2 Marco geológico y evolución tectosedimentaria de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina, se ubica en el margen centro-occidental de la República Argentina, abarcando una superficie de aproximadamente 120.000 km² y corresponde a una de las principales cuencas productoras de hidrocarburos del país (Uliana y Legarreta, 1993).

Está emplazada principalmente en la provincia de Neuquén, abarcando el noroeste de Río Negro, sector oeste de La Pampa y sector sur de la provincia de Mendoza. Limita al este con el Sistema de la Sierra Pintada, al sur-este con la macizo Nordpatagónico y al oeste con el Arco Magmático (Fig. 4).

En la región andina, dicha cuenca está afectada por pliegues y corrimientos. Hacia el este, en cambio, se define el “engolfamiento neuquino”, donde la sucesión Mesozoica está menos deformada. Es en este sector, donde se localizan gran parte de los campos petrolíferos.

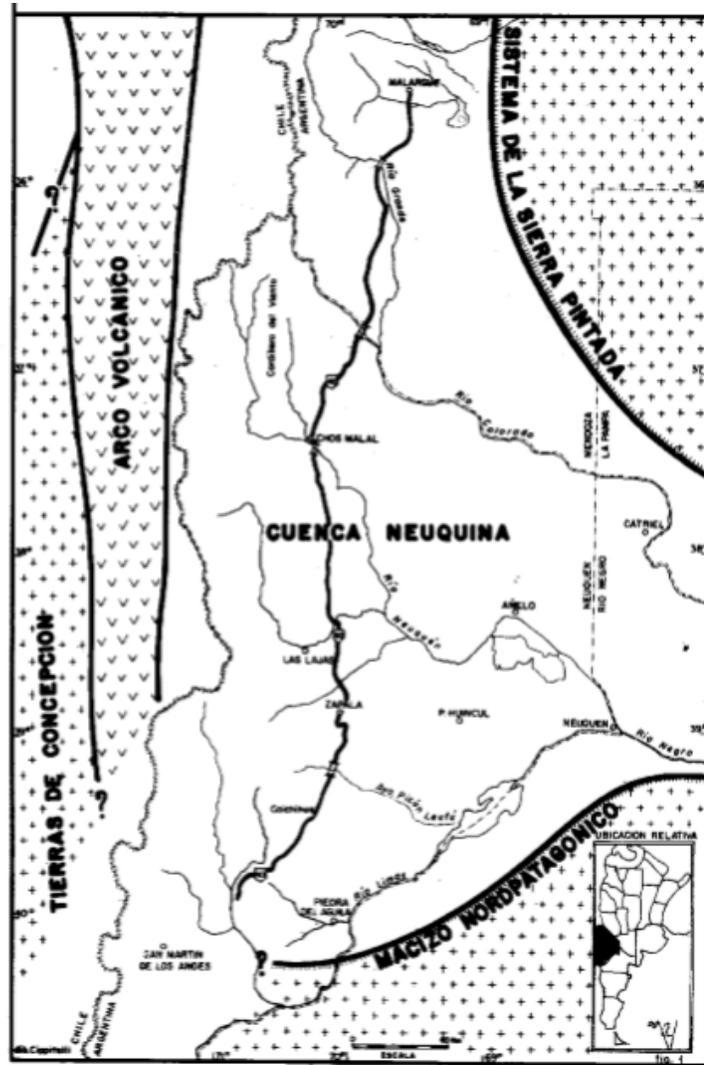


Figura 4. Mapa de ubicación y límites de la Cuenca Neuquina (extraído de Digregorio *et al.*, 1984).

Esta cuenca fue originada a partir del Triásico Medio a Tardío como consecuencia de la fracturación y deslinde del margen occidental de Gondwana (Uliana y Biddle 1988, Uliana *et al.*, 1989; Uliana y Legarreta, 1993) (Fig. 5), tras lo cual su evolución tectosedimentaria se vio regulada por la cinemática de las placas oceánicas y su correspondiente direccionamiento de los vectores de convergencia (Mosquera y Ramos, 2006).

A lo largo de su evolución y desarrollo se generó un relleno sedimentario de 6000 a 7000 m de espesor, con edades comprendidas entre el Triásico tardío y el Paleógeno temprano (Legarreta y Gulisano 1989; Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995; Vergani *et al.*, 1995; Garrido y Parent, 2013).

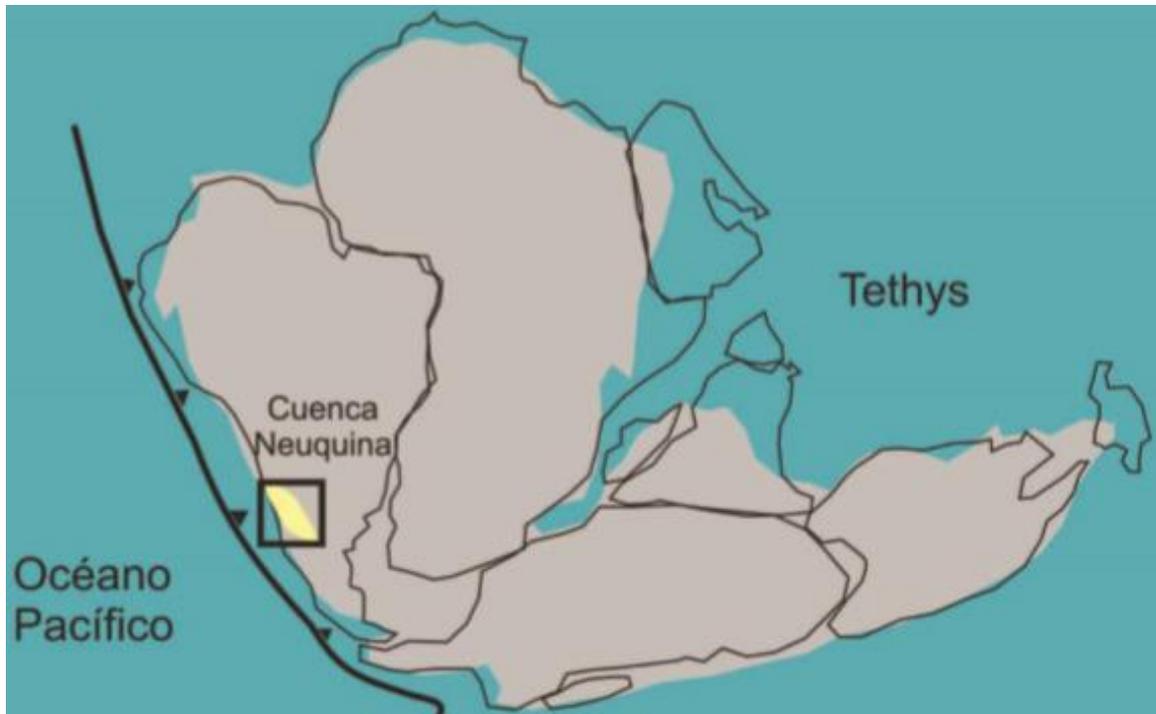


Figura 5. Paleogeografía de Gondwana en el Jurásico Tardío, mostrando la ubicación de la Cuenca Neuquina en el margen occidental activo (extraído de Arregui *et al.*, 2011a).

El sustrato de esta depresión, posee una antigua historia de acreción por colisión de diferentes terrenos conformados por corteza continental durante el Paleozoico: Cuyania amalgamado en el Ordovícico medio- tardío (Astini, 1996), Chilenia que colisionó durante el Devónico tardío (Ramos *et al.*, 1986) y finalmente se adosa el terreno Patagonia (Ramos, 1984) al resto de los mosaicos basamentales durante el Carbonífero tardío o Pérmico temprano (Rapalini *et al.*, 2010). El conjunto de estos terrenos de basamento, imprimen una herencia de fundamental importancia para toda la historia posterior de subsidencia y acumulación de sedimentos (Fig. 6) (Arregui *et al.*, 2011a).

En el Pérmico tardío, con la colisión del terreno Patagonia se dio origen a la conocida provincia magmática Choiyoi que forma parte del basamento de la Cuenca Neuquina. Esta generalizada actividad magmática mesosilícica a silícica se desarrolló durante el Pérmico y parte del Triásico sobre el margen continental activo del continente de Gondwana (Llambías y Sato, 1995).

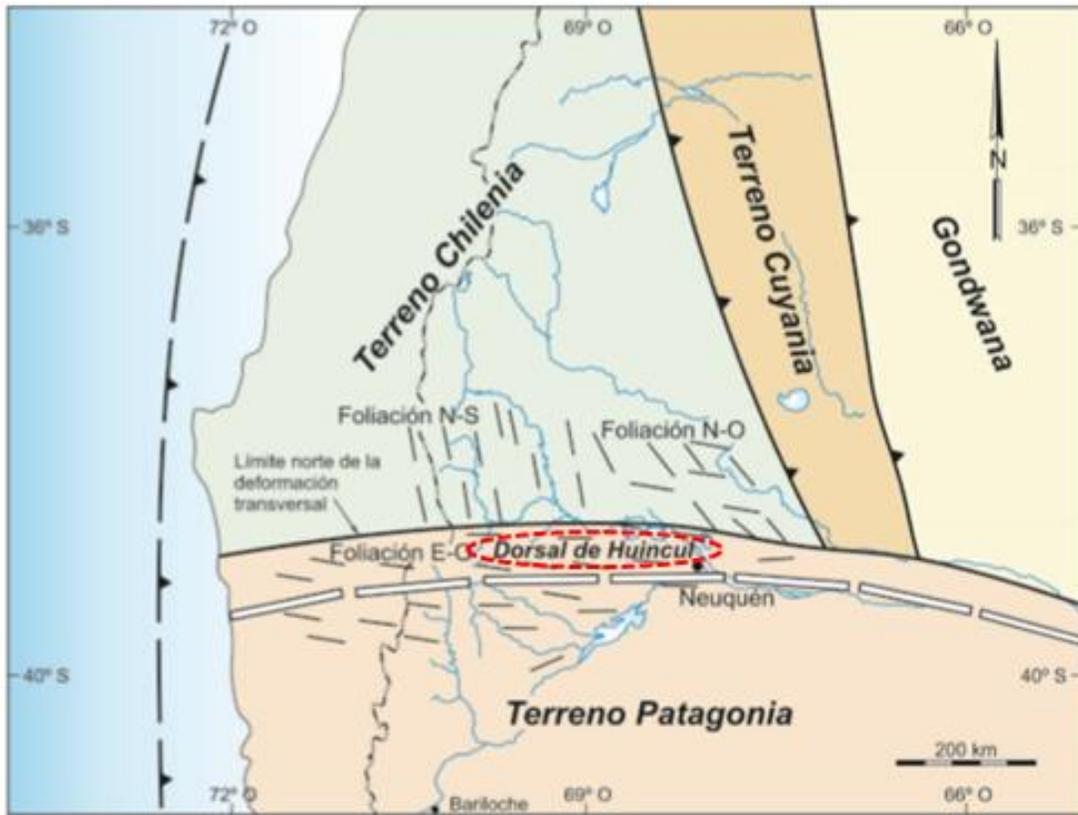


Figura 6. Límite de la deformación gondwánica en coincidencia con la Dorsal de Huincul asociada a la colisión de Patagonia con los Terrenos Cuyania y Pampia, y su relación con el margen occidental activo de Gondwana (Arregui *et al.*, 2011a).

La evolución de la Cuenca Neuquina puede resumirse en tres etapas, cada una de las cuales es el resultado de una determinada configuración geodinámica: Etapa de *rift*, *postrift* y *antepaís* (Fig. 7).

Su historia como área receptora de sedimentos se inicia durante la fase de *rifting* que abarca desde el Triásico tardío al Jurásico temprano. En esta etapa, el margen occidental de Gondwana estuvo sometido a un prolongado régimen extensional que dio lugar a la generación de un extenso sistema de depocentros aislados limitados por fallas normales, cuyo desarrollo estuvo fuertemente condicionado por las zonas de sutura y fábricas de basamento (Vergani *et al.*, 1995).

Estos depocentros concentraron espesores de depósitos clásticos de *synrift* principalmente continentales, volcánicos y piroclásticos agrupados dentro del ciclo Precuyano o del término informal Pre-Cuyo (Gulisano, 1981; Legarreta y Gulisano, 1989).

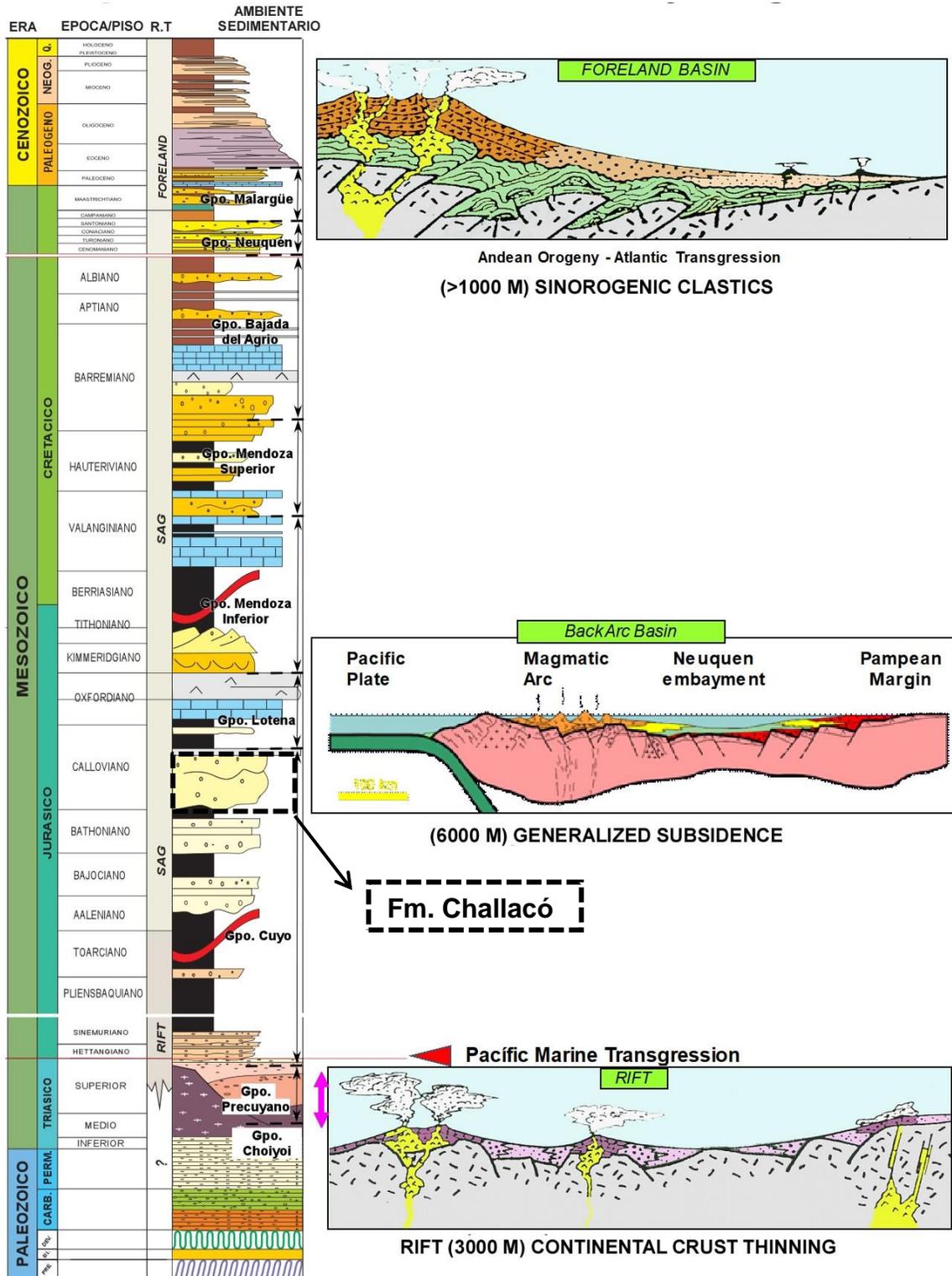


Figura 7. Columna estratigráfica y etapas evolutivas de la Cuenca Neuquina (basado en Arregui et al., 2011a).

Estas estructuras controlaron la generación de espacio de acomodación y los ambientes sedimentarios durante la depositación de las secuencias del ciclo Precuyano y probablemente de la base del ciclo Cuyano.

A partir del Pliensbachiano a Toarciano sobreviene en la cuenca una fase de subsidencia regional (*postrift*), que se extiende a lo largo del resto del Mesozoico, intercedida por pulsos de actividad tectónica (Legarreta y Gulisano 1989; Uliana y Legarreta 1993; Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). Estos últimos son responsables de la inversión de las antiguas estructuras extensionales, generando importantes variaciones en el normal desarrollo de la secuencia sedimentaria (Vergani *et al.*, 1995). Estas perturbaciones del registro sedimentario se manifiestan a través de bruscos cambios faciales, los cuales son precedidos a menudo por marcadas superficies de discontinuidad regional o discordancias.

Durante este estadio y hasta el Cretácico tardío, el desarrollo de un arco magmático occidental restringió de manera intermitente la comunicación abierta con el denominado Océano Proto-Pacífico, generando intervalos de sedimentación marina y continental que estuvieron controlados por movimientos tectónicos y las fluctuaciones eustáticas (Garrido y Parent, 2013).

El ingreso del mar, que ocurre en el sur de Mendoza a través del estrecho de Curepto durante el Sinemuriano- Hettangiano (Riccardi *et al.*, 1997) y en Neuquén para tiempos del Pliensbachiano- Toarciano (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995) (Fig. 8), fue afectado inicialmente por el diseño de los depocentros de la etapa de rift en sus espesores y distribución areal. Posteriormente la inundación se expandió en forma más generalizada traslapando los paleorreliieves previos.

El primer ciclo sedimentario corresponde al Grupo Cuyo (fms. Los Molles, Lajas, Challacó y Tábanos), que se desarrolla en la mayor parte de la cuenca entre el Pliensbachiano inferior y el Caloviano medio (154 Ma), marcado por un estadio de inundación inicial (Fm. Los Molles) debido a un rápido ascenso del nivel relativo del mar y una expansión del mismo hacia el antepaís. Luego de la máxima expansión marina, comienzan unidades claramente progradantes, representadas por facies arenosas marino-marginales de carácter deltaico dominado por ríos y mareas (Fm. Lajas). Finalmente coronan la secuencia, sedimentos continentales de origen fluvial (Fm. Challacó) y en algunos sectores evaporitas (Fm. Tábanos) de centro de cuenca asignadas al Caloviano medio (Legarreta y Gulisano, 1989).

El segundo ciclo sedimentario, está representado por el Grupo Lotena, constituido por sedimentos silicoclásticos (Fm. Lotena), carbonatos (fms. La Manga y Barda Negra) y evaporitas (Fm. Auquilco). Ocupa una posición paleogeográfica más restringida que los ciclos infra- y suprayacentes y sus espesores también resultan menores. Se inicia luego de una reactivación tectónica (movimientos Intracalovianos) y culmina con otro reordenamiento de los campos de esfuerzo que antecede al diastrofismo Intramálmico.

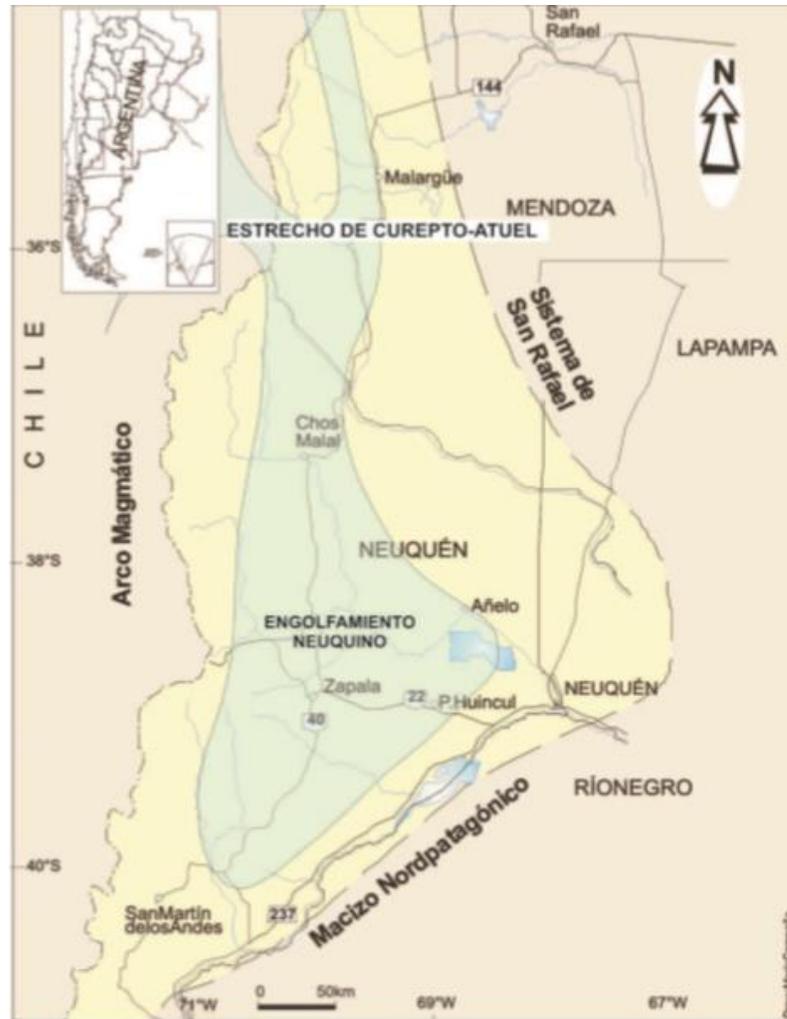


Figura 8. Mapa de ingreso del mar durante el Jurásico Inferior (extraído de Arregui *et al.*, 2011a).

A partir de ese momento se produce un gran cambio paleogeográfico que se consideró una diferente etapa evolutiva del relleno de la Cuenca Neuquina, que fue denominado como ciclo Andico por Groeber (1946), cuya base se ubicó por encima de la Discordancia Intramálmica, a partir de la cual se desarrolla el Grupo Mendoza y posteriormente marcando la fase final de esa etapa de subsidencia termal se deposita el Grupo Bajada del Agrio (Arregui *et al.*, 2011a).

Los cambios en la velocidad de expansión del Atlántico sur y la reorganización de las placas pacíficas, provocaron el desarrollo de un régimen tectónico compresivo que causó la inversión de las antiguas estructuras generadas durante la etapa extensiva (Vergani *et al.*, 1995). Este nuevo régimen instaurado durante el Cretácico Tardío dio fin a la cuenca de trasarco y origen a una cuenca de antepaís (Ramos y Folguera 2005) dominada por depósitos continentales y transicionales de los grupos Neuquén y Malargüe.

A lo largo de la evolución tectónica de la cuenca, uno de los rasgos estructurales más distintivos de la misma ha sido la denominada falla o Dorsal de Huincul (Orchuela *et al.*, 1981; Ploszkiewicz *et al.*, 1984). Silvestro y Zubiri (2008), definen a la Dorsal de Huincul como un lineamiento estructural de escala regional desarrollado a los 39°S, que se extiende por más de 270 km con orientación este - oeste, marcando el límite natural norte de la Patagonia (Fig. 9).

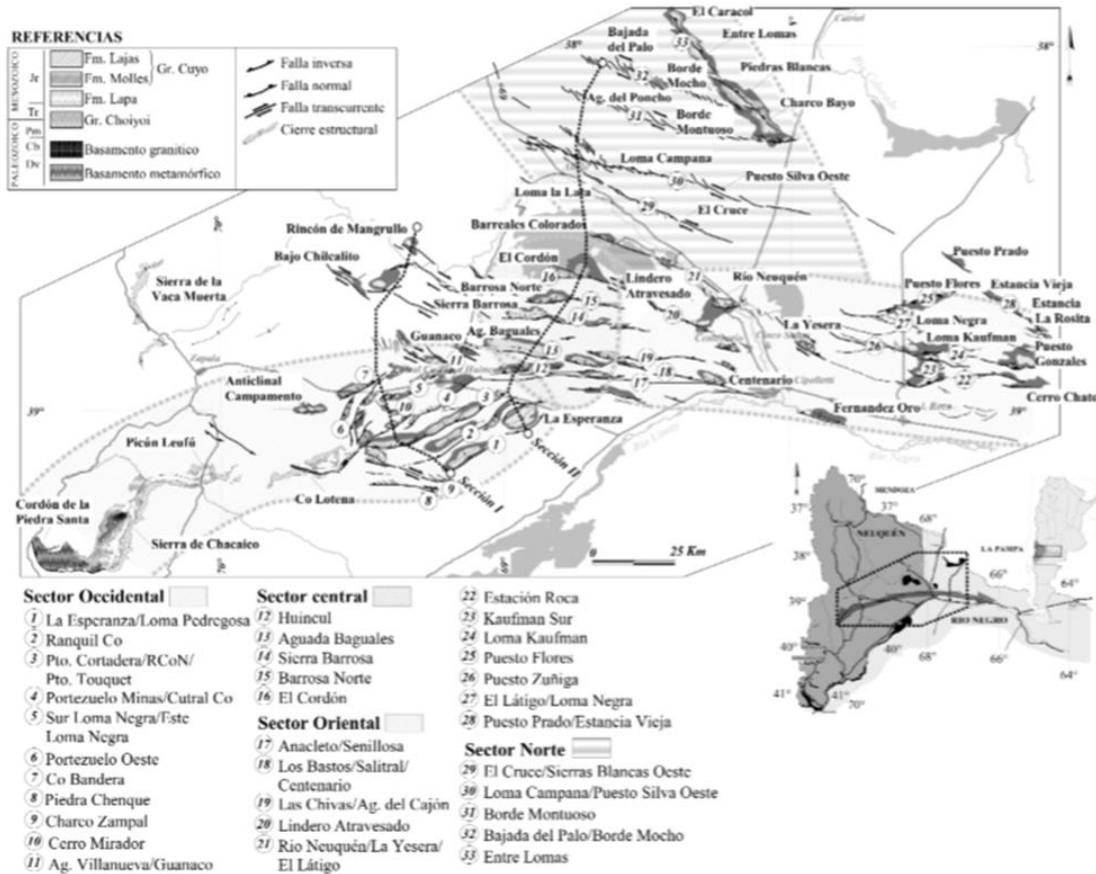


Figura 9. Lineamientos estructurales principales de subsuelo y afloramientos, relacionados a la dorsal de Huincul. En base a la orientación de los lineamientos se puede diferenciar un sector occidental con predominio de estructuras compresivas de orientación NE y vergencia hacia el sureste; un sector oriental con estructuras mayormente transcurrentes de orientación NO; un sector norte correspondiente al engolfamiento en donde se desarrollan casi exclusivamente corredores transcurrentes de bajo relieve estructural y finalmente un sector central de transición en donde las estructuras tienen una orientación E-O y presentan características tanto transcurrentes como compresivas (extraído de Silvestro y Zubiri, 2008).

Dicha morforestructura presenta una compleja historia de deformación multiepisódica asociada a líneas de debilidad de basamento, que han sido interpretadas como el resultado de la acreción del terreno Patagonia en el Pérmico temprano, como se mencionó previamente. La configuración estructural compleja de esta faja de deformación polifásica es producto de la interacción de los

sistemas extensionales de orientación ONO a NO, y los distintos pulsos de deformación compresiva que afectaron a este sistema (García Morabito, 2010).

Esta estructura actuó de manera intermitente como un rasgo topográfico positivo, dividiendo transversalmente a la cuenca de forma asimétrica en un sector norte (antepaís fragmentado y antefosa de Añelo) y un sector sur denominada subcuenca de Picún Leufú (Mosquera y Ramos, 2006) y ejerció un fuerte control sobre la distribución de los sistemas depositacionales a ambos lados de la misma (Vergani *et al.*, 1995).

El anticlinal de Picún Leufú es el rasgo más occidental de la Dorsal de Huincul (Fig. 10). Esta estructura positiva tiene rumbo prácticamente E-O y posee una extensión de aproximadamente 15,5 km expuestos. Se compone por un flanco activo (flanco Sur) y uno pasivo (flanco Norte) cuyo núcleo se encuentra erosionado.



Figura 10. Simplificación del lineamiento estructural denominado Dorsal de Huincul.

Existen una serie de sucesos en la evolución estructural de dicho anticlinal:

- Durante el Jurásico Inferior (Pleinsbaquiano) recibió la primer ingresión marina favorecida por la subsidencia localizada en la falla que limita por el sur al anticlinal que género un espacio de acomodación mayor que en sectores más septentrionales.
- Este incremento local en el espacio de acomodación se mantuvo por lo menos hasta fines del Toarciano durante la depositación de la Fm. Los Molles.
- A partir del Aaleniano– Bajociano el sector sur de la cuenca (zona de la Dorsal de Huincul) se transforma en un área de aporte que permite que

comience una etapa de progradación que continua permitiendo avanzar la línea de costa de esa inundación jurásica hasta fines del Bathoniano.

- Numerosos autores publicaron la existencia de discontinuidades que permiten inferir la existencia de una etapa de levantamiento durante el Bajociano (Discontinuidad Intrabajociana; Zavala, 1993; Gómez Omil *et al.*, 2002; Veiga, 2002; Vergani, 2005; entre otros). Esta etapa ocurre en un momento en que grandes espesores de areniscas y conglomerados se depositaron en localidades como Cerro Lotena, Picún Leufú y Bajo del Molle, adyacentes al flanco activo de los ejes estructurales asociados con la existencia de un levantamiento generalizado de la Dorsal de Huincul.
- Episodios de actividad tectónica de carácter regional acontecieron en el límite Jurásico Medio– Jurásico Superior (Movimientos Intracalovianos) y en el límite Oxfordiano– Kimmeridgiano (Movimientos Intramálmicos) que generaron inversión tectónica en algunas regiones de la dorsal.
- Finalmente, se sucedieron a lo largo del Cretácico movimientos tectónicos de diferente intensidad (Intravalangianos e Intrasenonianos) y nuevamente en el Neógeno (Mioceno).

3 ESTRATIGRAFÍA

3.1 Grupo Cuyo: aspectos estratigráficos y sedimentológicos regionales

El Grupo Cuyo comprende el primer ciclo sedimentario marino que se depositó en la Cuenca Neuquina en un lapso de tiempo que abarca desde el Sinemuriano-Hettangiano en el sur de la provincia de Mendoza y el Pleinsbachiano- Toarciano en la provincia de Neuquén, hasta el Caloviano medio.

Esta unidad posee dos importantes discontinuidades, en su base la discordancia Intraliásica, determinada por la fase Rioatuélica sobre el sustrato, formado por depósitos volcánicos y piroclásticos correspondientes al Ciclo Precuyano, que marca el hiatus sobre el que avanza la transgresión marina inicial. El tope, está definido por la discordancia Intracaloviana (de carácter tectónico), que separa este intervalo del Grupo Lotena (Fig. 11).

El mencionado ciclo se describe como constituido por una ingresión marina, asociada inicialmente a un estadio de *synrift* que posteriormente sobrepasa los depocentros aislados para cubrir gran parte del engolfamiento, representado por los depósitos marinos distales que constituyen la Fm. Los Molles. Luego de llegar a su máxima expansión entre el Toarciano y el Aaleniano, y por la influencia del comportamiento tectónico de los bordes de cuenca se produjo una importante retracción con diferentes pulsos de avances y retrocesos del nivel relativo del mar. Continuando a fines del Bathoniano y/o Calloviano Temprano a Medio, con una instalación de un régimen litoral (depósitos litorales de la Fm. Lajas) a fluvial (depósitos continentales de las fms. Challacó– Punta Rosada) que culmina con un episodio evaporítico, de escaso espesor (evaporitas de la Fm. Tábanos), localizado en la parte interna de la cuenca. Dicha unidad, marca la máxima retracción marina previa al cambio paleogeográfico que produce la discordancia Intracaloviana.

Representa un ciclo completo transgresivo- regresivo (segundo orden) que posee oscilaciones menores de avances y retrocesos de la línea de costa que permitieron su subdivisión en secuencias depositacionales de tercer orden (Arregui *et al.*, 2011b).

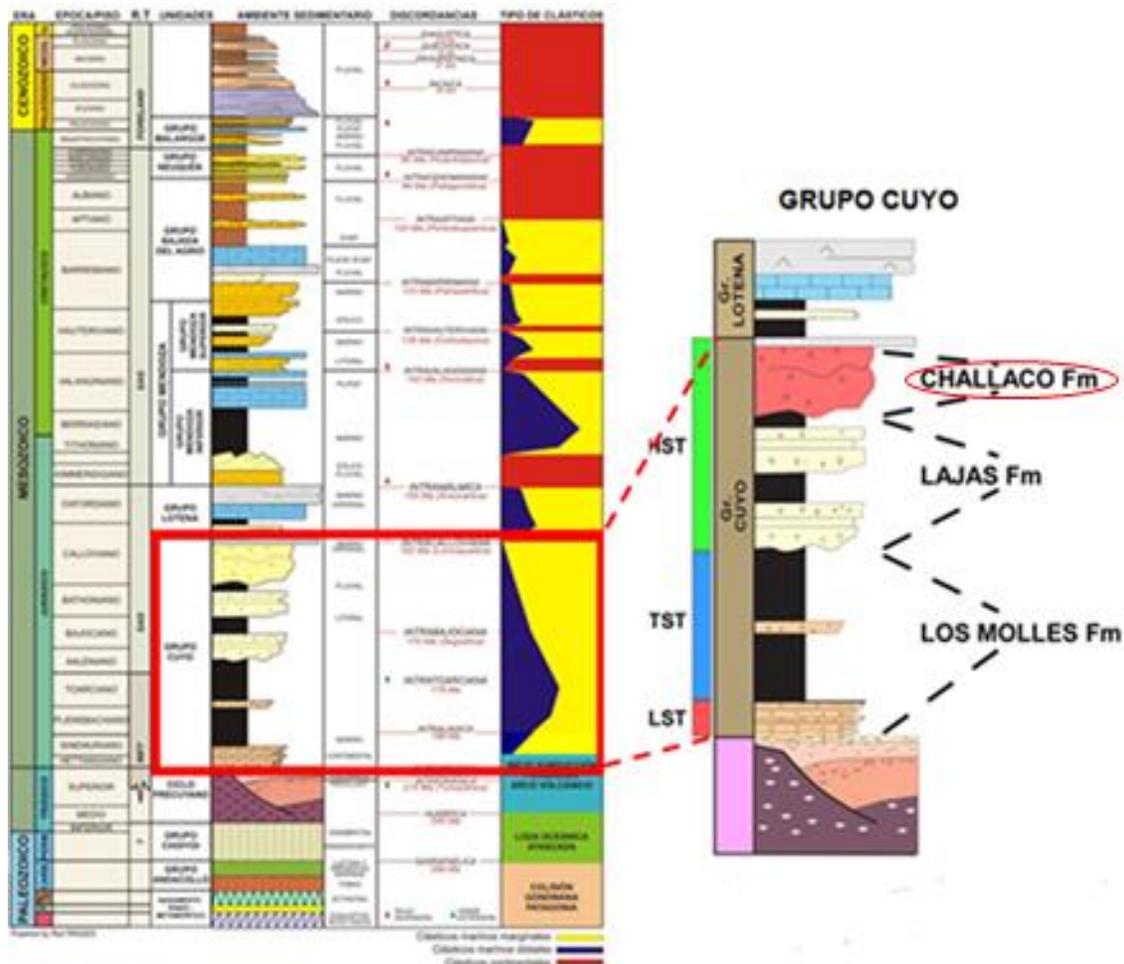


Figura 11. Columna estratigráfica generaliza de Mesozoico de la Cuenca Neuquina con la posición relativa del Grupo Cuyo, mostrando las discontinuidades en su base y tope (Modificado de Arregui *et al.*, 2011b).

Las unidades que componen este ciclo sedimentario en la zona de estudio son:

3.1.1 Formación Los Molles

Definida por Weaver (1931), integrada mayormente por pelitas grises oscuras con variable contenido orgánico que alternan con areniscas finas hasta gruesas y conglomerados (arroyo La Jardinera o Mb. Cutral-Co en el subsuelo de Plaza Huincul).

Se le asigna un ambiente de sedimentación marina de baja energía donde intercalan cuerpos arenosos de flujos de densidad. De acuerdo con la cantidad de pirita diseminada, restos de vegetales y su contenido fosilífero, se interpreta como desarrollada en un ambiente marino poco profundo (menor a 400 metros).

El contenido fosilífero de esta unidad es muy amplio habiendo sido documentados amonites y bivalvos por (Riccardi *et al.* (1988a y b); Riccardi (2008), entre otros.

Ictiosaurios y plesiosaurios por Gasparini *et al.* (1992), como también microfósiles por Ballent (1987); Kielbowicz (1987), (Arregui *et al.*, 2011a).

3.1.2 Formación Lajas

También definida por Weaver (1931), está constituida por areniscas y en menor medida pelitas oscuras y verdosas con abundantes restos carbonosos, y conglomerados depositados en ambientes marino someros, deltaicos y estuarinos.

En el subsuelo de la Cuenca Neuquina se halla documentada por constituir uno de los tradicionales reservorios de hidrocarburos a lo largo de la Dorsal (Cerro Bandera–Río Neuquén).

Su contenido fosilífero es abundante y variado (Leanza y Hugo 1997) reconociéndose invertebrados marinos de conchilla gruesa debido a aguas templado- cálidas, destacándose pelecípodos (*Ctenostreon spp*, *Modiolus spp*, *Chlamys sp* y *Amussium sp*) junto a trigonias (*Myophorell spp*, *Groeberella sp* y *Scaphorella spp*) y corales. Las microfloras y tafofloras son abundantes en la localidad de Chacaico (Volkheimer 1973).

Los estudios realizados por Riccardi (2008) de su contenido de amonites permiten establecer una zonación utilizada para calibrar la edad de los ciclos de variaciones de la línea de costa individualizados por Gulisano *et al.* (1984) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) (Arregui *et al.*, 2011a).

3.1.3 Formación Challacó

Fue definida por de Ferrariis (1947), es la unidad de interés en este trabajo por lo cual se ahondará en profundidad el próximo ítem (3.2. Fm. Challacó).

3.2 Formación Challacó

3.2.1 Distribución areal

Esta unidad representa la parte cuspidal del Grupo Cuyo, y se encuentra desarrollada en el sur y el este de Neuquén (subcuenca de Picún Leufú). Representa la culminación del proceso de retracción de nivel del mar y continentalización iniciado durante la depositación de la Fm. Lajas (García Morabito, 2010) y se extiende desde el anticlinal del cerro Lotena hasta el extremo sur de la sierra de Chacaico. También se la encuentra en el subsuelo de la Dorsal de Huincul donde fuera definida en el ámbito del yacimiento homónimo constituyendo una importante unidad productora de hidrocarburos en la zona de la Dorsal de Huincul (Arregui *et al.*, 2011b).

La ausencia de una correlación directa entre las distintas zonas de afloramientos de la Fm. Challacó ha llevado a la necesidad de definir sectores con características particulares, que han sido estudiados independientemente. De esta forma quedan definidos dos sectores principales de afloramientos, denominados

oriental (anticlinal Cerro Lotena) y occidental (anticlinal Picún Leufú) (Veiga, 1998, 2000, 2002).

3.2.2 Litología

Esta unidad está constituida por conglomerados y areniscas de colores castaños interestratificados con niveles de arcillas rojas, grises y moradas.

Las arcillas son de excelente calidad comercial y fueron estudiadas en detalle por Domínguez (1989).

3.2.3 Paleontología

Salvo gran cantidad de troncos silicificados no se han hallado fósiles diagnósticos (Arregui *et al.*, 2011b).

3.2.4 Ambiente

Las sedimentitas de esta unidad reflejan condiciones de sedimentación continental en clima árido con alternancias de cuerpos de areniscas y conglomerados de variado espesor y continuidad lateral con depósitos finos que presentan grandes desarrollos areales (Leanza y Hugo, 1997).

3.2.5 Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en concordancia sobre la Fm. Lajas, a la que sucede en forma gradual, marcándose el contacto entre ambas con la primera aparición de pelitas rojas. Es cubierta en discordancia por la Fm. Lotena, que en la región de Picún Leufú se inicia con un conglomerado basal discontinuo (Leanza y Hugo, 1997). En algunos sectores de la Dorsal de Huincul subyace a la Fm. Vaca Muerta por truncamiento erosivo del Grupo Lotena (Arregui *et al.*, 2011b).

Sin embargo, otros autores (Freije *et al.*, 2002), en la zona de la Quebrada del Sapo, proponen que la Fm. Challacó, definida como unidad D en dicho trabajo, se dispone discordantemente sobre la unidad C (Fm. Lajas), con evidencias de una importante truncación.

Esta discontinuidad (d3) es la más importante de las reconocidas en la zona de estudio (Fig. 12), ya que no corresponde en realidad a una única fase de deformación reconocida en la base de la unidad D, sino que marcaría el inicio de una deformación progresiva que controla el desarrollo interno (espesor y angularidad) de dicha unidad. Consecuentemente, se interpreta que la unidad D (Fm. Challacó) se habría acumulado en un contexto sintectónico, asociado a la fase de crecimiento principal de una estructura con eje aproximadamente E-O. Es destacable que dicha fase de crecimiento coincide con la estructuración en áreas de la dorsal indicada por Zavala y González (2001), la cual habría desvinculado parcialmente a la Subcuenca de Picún Leufú del sector norte de la Cuenca Neuquina.

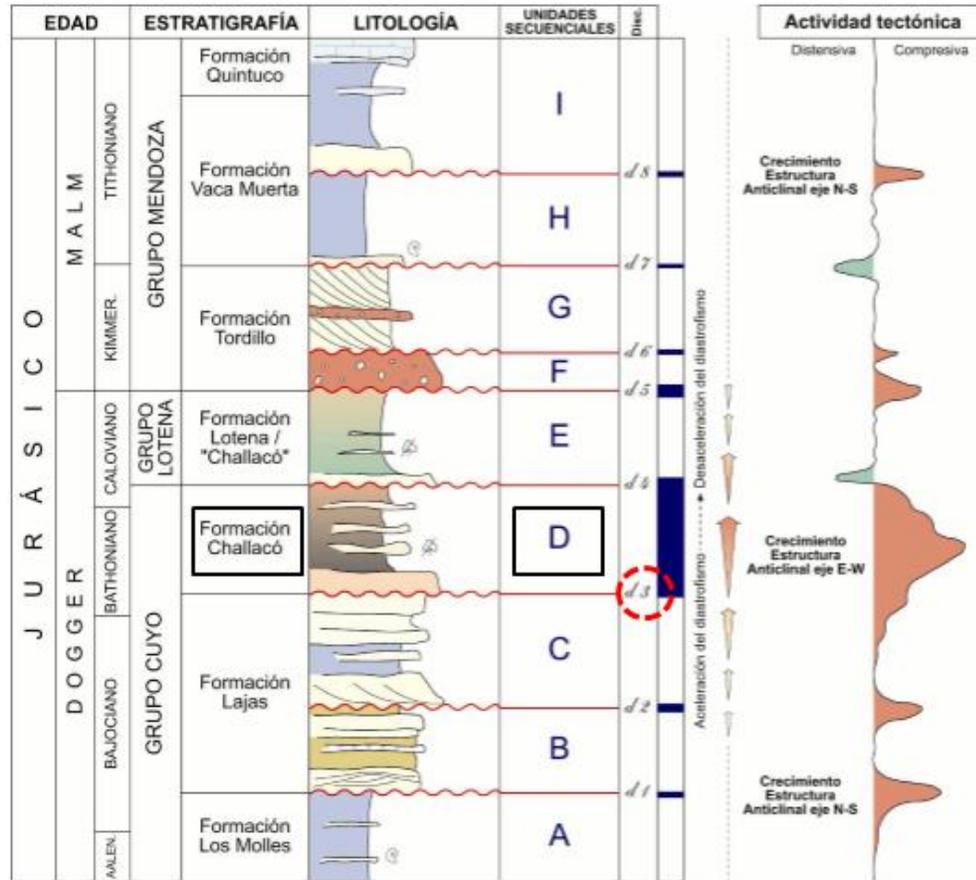


Figura 12. Ubicación temporal de las unidades secuenciales discriminadas en este trabajo y sus discontinuidades limitantes. A la derecha se indica el tipo y magnitud relativa de los movimientos tectónicos. Sin escala vertical (basado en Freije *et al.*, 2002).

3.2.6 Edad y correlaciones

Leanza (1992), adjudica a la Fm. Challacó al Caloviano inferior tardío. Sin embargo, Zavala (1992), basándose en estudios de estratigrafía secuencial postuló para la Fm. Challacó una edad más antigua, correspondiente al Bajociano superior tardío- Bathoniano medio, aunque en el mismo trabajo continuó representando a esta unidad alcanzando el Caloviano Inferior. Arregui *et al.* (2011b) estiman su edad en base a la posición en secuencia asignada al Bajociano tardío hasta el Caloviano temprano (Fig. 13).

Los depósitos de esta unidad ocupan preferentemente el borde de la cuenca. Hacia el depocentro, la Fm. Challacó se correlaciona con los depósitos evaporíticos marinos de la Fm. Tábanos, de edad Caloviano inferior a medio (Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1992). También la correlacionan hacia el extremo oriental y noroeste de la cuenca con la Fm. Punta Rosada que como se mencionó previamente, fue definida en subsuelo y se le asigna una edad equivalente a nuestra unidad de interés (Bajociano tardío- Caloviano temprano.)

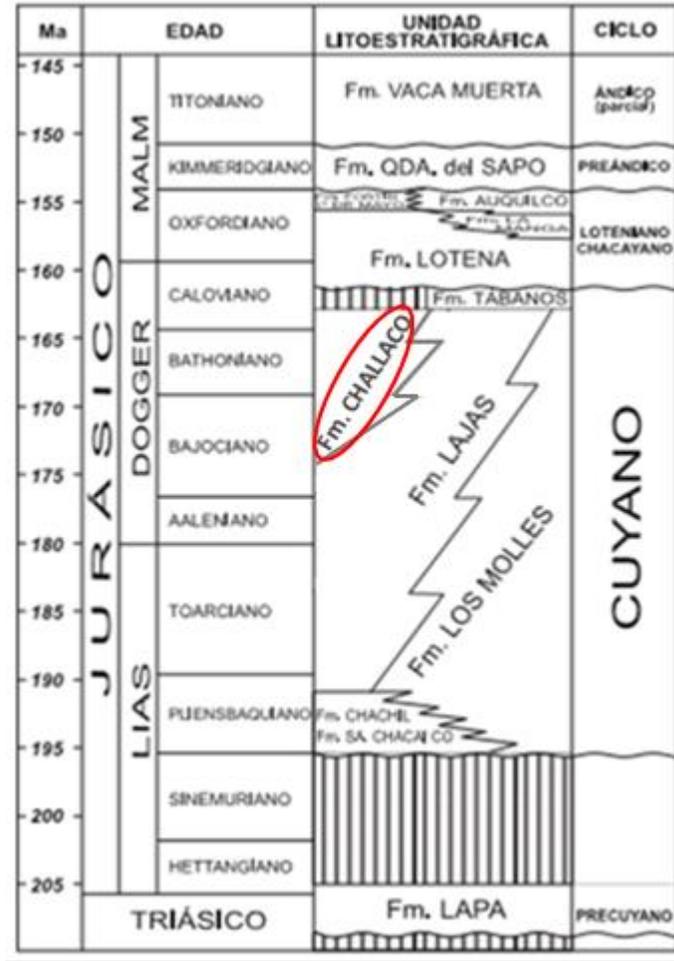


Figura 13. Cuadro estratigráfico para el Jurásico en el sector sur de la Cuenca Neuquina, en el centro de la provincia del Neuquén (modificado de Veiga, 2002).

4 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS Y CORRELACIÓN

4.1 Introducción

En este capítulo, se exhiben en un área muy reducida en el flanco sur del anticlinal de Picún Leufú (Fig. 14), los perfiles estratigráficos realizados (Figs. 15, 16 y 17) y una correlación simplificada de los mismos (Fig. 18), que muestra la variabilidad estratigráfica y geométrica observada en el afloramiento estudiado. El apilamiento estratigráfico relevado se ha dividido en 5 secciones (1 a 5) en función de sus características geométricas y ambientales.

En anexos complementarios a este trabajo se añaden PDF de los perfiles levantados mostrando escala granulométrica y algunas fotografías representativas que brindan al lector una idea más detallada de la sucesión sedimentaria relevada.



Figura 14. Imagen satelital mostrando la ubicación de los perfiles estratigráficos con sus puntos iniciales y finales, determinados mediante coordenadas geográficas.

REFERENCIAS LITOLÓGICAS Y ESTRUCTURALES

LITOLOGÍA

	Conglomerado
	Arenisca conglomerádica
	Arenisca muy gruesa a arenisca conglomerádica
	Arenisca gruesa
	Arenisca media a gruesa
	Arenisca media
	Arenisca fina a media
	Arenisca fina
	Fangolitas rojas
	Pelitas grises
	Pelitas moradas

ESTRUCTURA

	Estratificación cruzada en artesas con clastos en base se sets
	Estratificación cruzada en artesas
	Estratificación cruzada planar
	Laminación ondulítica
	Estructuras de deformación
	Estratificación horizontal / cruzada de bajo ángulo

4.3 Perfil P2

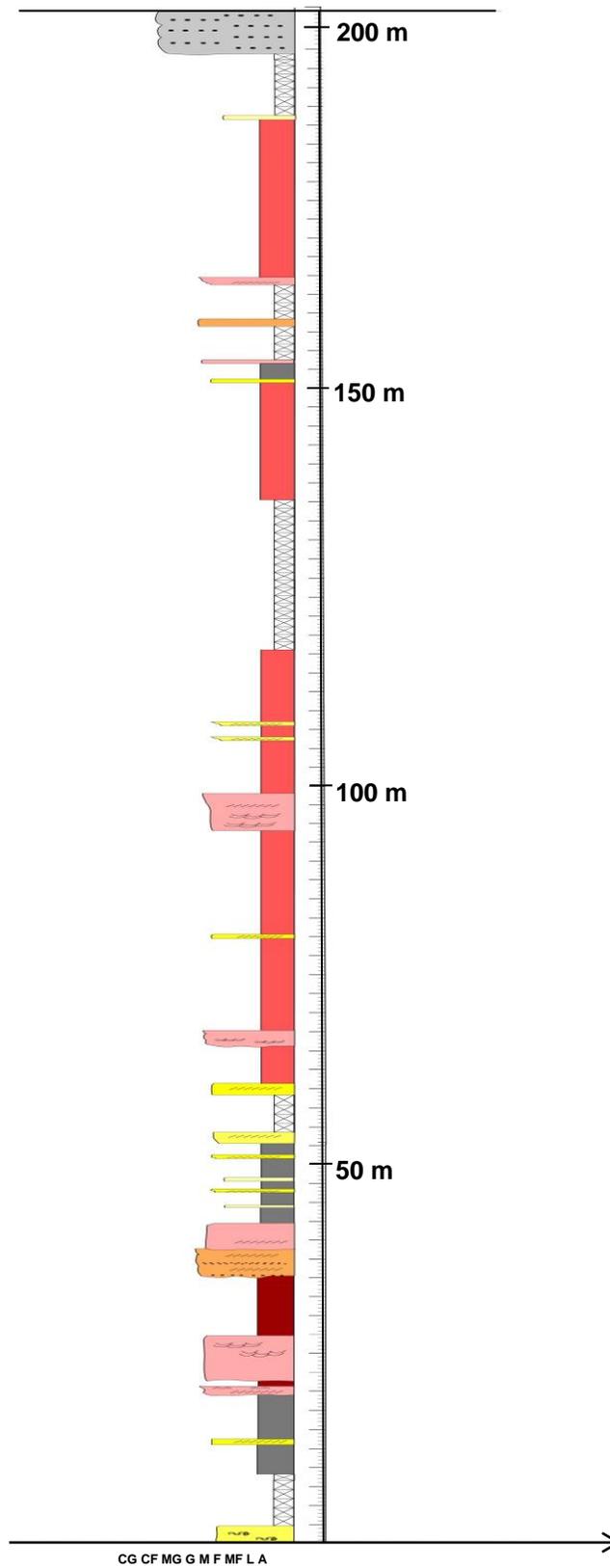


Figura 16. Perfil estratigráfico P2.

4.4 Perfil P3

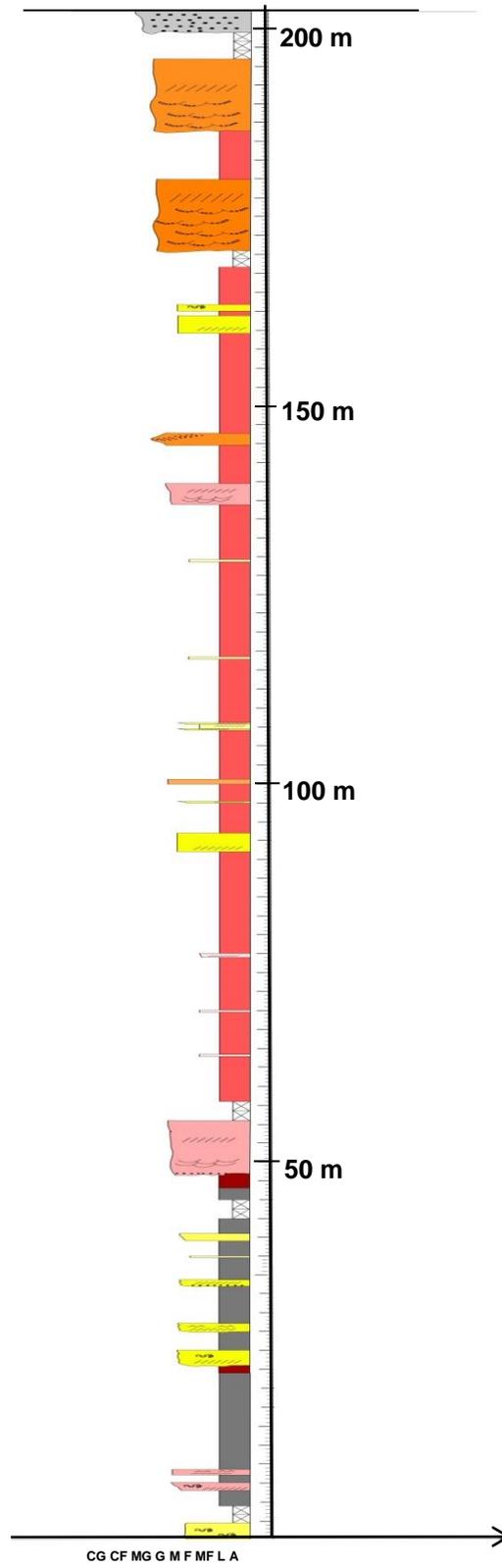


Figura 17. Perfil estratigráfico P3.

4.5 Correlación de los perfiles

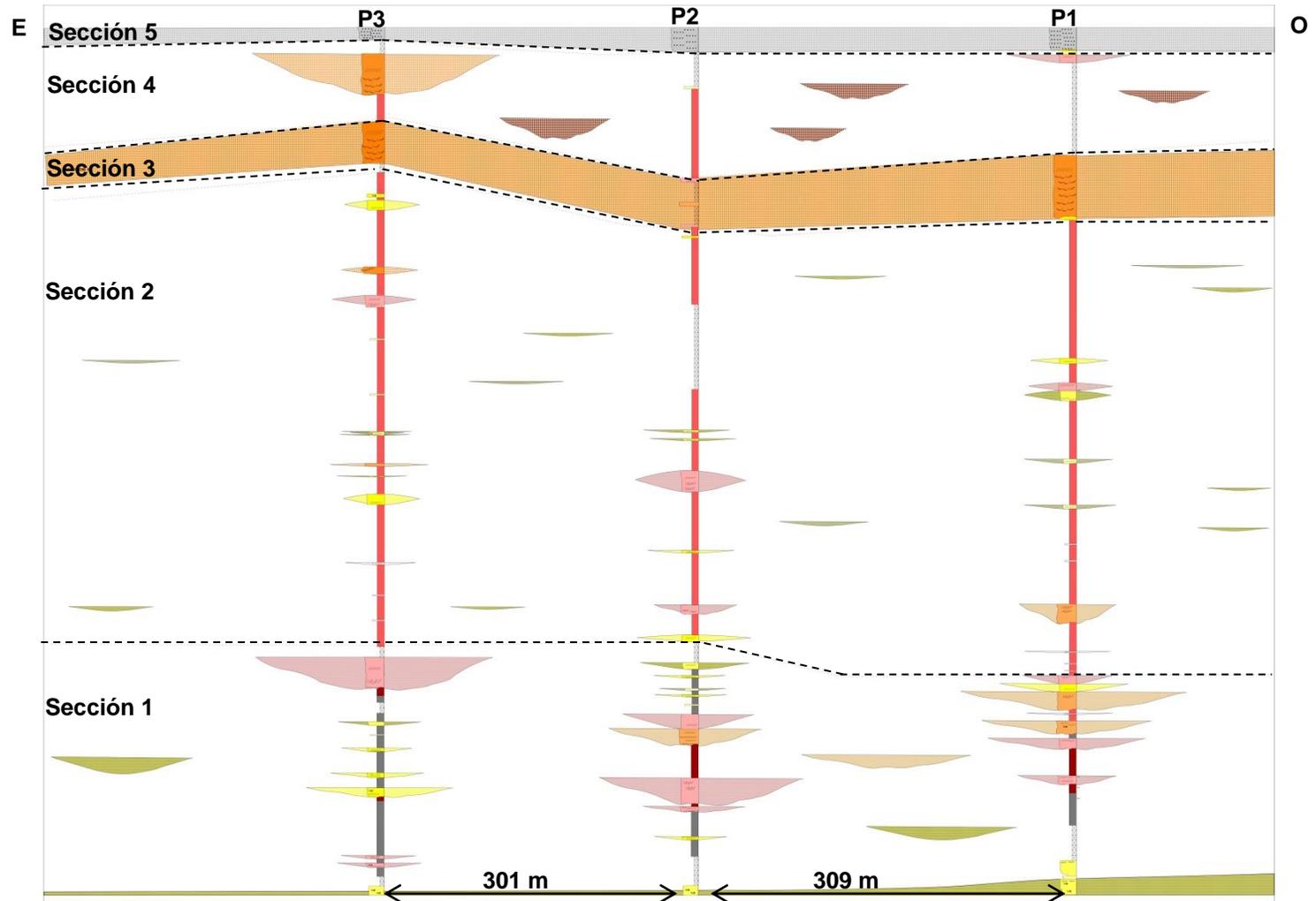


Figura 18. Correlación de los perfiles estratigráficos.

5 ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

A partir de los perfiles de campo relevados, se definieron y describieron en detalle las facies sedimentarias en función de la litología y las estructuras sedimentarias primarias. Se tomaron como base los modelos clásicos de códigos de nomenclatura propuestos por Miall (1985). En el código de facies se utilizó una letra mayúscula para escribir la litología (G: Grava; S: Arena y F: limo y/o arcilla) y una o más letras minúsculas para hacer referencia a las estructuras sedimentarias (m: macizo; p: estratificación cruzada planar; h: laminación paralela, etc.). Sin embargo, como no todos los sistemas son iguales, hay distintas situaciones en las que los sedimentos no se ajustan estrictamente al código litofacial de Miall. Como por ejemplo, se pueden encontrar facies de arenisca con estratificación cruzada en artesa e intraclastos pelíticos, en cuyo caso la nomenclatura adecuada sería Ste (t = estratificación cruzada en artesa; e = erosivo). Como se puede observar, la sigla utilizada para definir esta litofacies difiere a las del modelo propuesto originalmente por dicho autor. También ocurre, que una misma facies esté constituida por una mezcla de dos fracciones granulométricas, una dominante y otra accesoria. En este caso, se utilizan dos letras mayúsculas (donde la primera representa el tamaño de grano dominante y la segunda el tamaño de grano accesorio) y una tercer letra minúscula asociada a la estructura sedimentaria. Por ello, una arenisca con grava presente en forma de lentes o con clastos aislados se le denomina “arenisca gravosa” y se indica con las siglas SG.

La interpretación de las litofacies está compuesta por una caracterización del material sedimentado (generalmente su litología) y de las características de la corriente que las originó, tales como su energía y régimen de flujo.

A continuación, se describirán las facies que han sido registradas en el área de estudio y se representaran en la tabla 1, que permite analizar el contenido litofacial de toda el área en cuestión, donde se resumen las características más importantes.

5.1 Facies sedimentarias

5.1.1 F1. Ortoconglomerado polimícticos macivos (Gm)

Conglomerado clasto soportado, moderadamente consolidado, de tonalidades grisáceas. Presentan clastos subredondeados a redondeados, compuestos tanto por rocas ácidas como básicas (Fig. 19). El tamaño de los mismos varía entre 1 y 9 cm, que de manera subordinada, alcanzan los 20cm. Los clastos no ofrecen ningún tipo de ordenamiento interno y poseen una selección moderada a mala (Fig. 20). Forman cuerpos tabulares de extensa continuidad lateral con espesores variables.

Interpretación: La existencia de una selección muy pobre hace pensar en un medio de transporte con una cierta viscosidad que no permitió la segregación de los distintos tamaños de clastos. Sugiriendo un depósito subacuoso proximal que podrían corresponder a lóbulos gravosos.



Figura 19. Distintas composiciones de los clastos. Litofacies Gm.



Figura 20. Clastos mal seleccionados y ausencia de ordenamiento interno de los mismos. Facies Gm.

5.1.2 F2. Ortoconglomerado polimíctico con imbricación de clastos (Gi)

Esta litofacies está constituida por clastos de tamaño entre 1 y 6 cm, con material intersticial arenoso grueso. Los clastos son subredondeados a redondeados con moderada a mala selección. Presentan una composición muy heterogénea similar a la facies precedente.

Se reconocen clastos imbricados (Fig. 21) cuyas orientaciones señalan un marcado direccionamiento hacia el oeste-sudoeste.

Forma parte de cuerpos tabulares de 1 a 1,5 m de espesor.

Interpretación: se interpretan como depósitos de formas de lecho desarrollados en condiciones de alto régimen de flujo.



Figura 21. Imbricación de clastos (Gi).

5.1.3 F3. Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesas (SGt)

Depósito de arenisca gruesa a muy gruesa, con clastos individuales de 0,5 a 5 cm, mal seleccionados, de alta esfericidad y subredondeados a redondeados. Los mismos se encuentran contenidos en una matriz de tamaño arena gruesa a muy gruesa. Posee estratificación entrecruzada en artesas con gravas en base de sets (Fig. 22) y forma parte de cuerpos tabulares.

Interpretación: Depósitos areno-conglomerádicos de fondo de canal generados por la migración de óndulas 3D, producidos por flujos de bajo régimen y alta energía.



Figura 22. Estratificación entrecruzada en artesa con gravas en base de sets. (SGt)

5.1.4 F4. Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tabular (SGp).

Litofacies análoga a la facies SGt, con la diferencia de que presenta estratificación entrecruzada tabular (Fig. 23 A y B). En algunos sectores contiene lentes conglomerádicas polimícticas (Fig. 24), con clastos de tamaños entre 1 a 7cm. Estos son angulosos a subredondeados, con baja esfericidad y selección moderada a mala. Presenta nódulos y diaclasas.

Interpretación: Migración de óndulas 2D, impulsado por un flujo de bajo régimen y energía moderada, constituyendo depósitos del sector medio del canal.



Figura 23. A-B- Estratificación cruzada tabular (SGp).



Figura 24. Lente conglomerádico en un cuerpo arenoso (SGp).

5.1.5 F5. Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)

Esta litofacies está constituida por psamita media a gruesa, o bien fina a muy fina con granos bien redondeados y de alta esfericidad. La selección es buena y se caracteriza por presentar estratificación entrecruzada en artesas (Fig. 25, 26 A y B) de pequeña a mediana escala. Se encuentran conformando sets de entre 10 a 50 cm de espesor. Se disponen en cuerpos de 2 a 7 m de espesor aproximadamente. Se encuentra en cuerpos lenticulares. Pasan hacia el techo de los cuerpos a areniscas con estratificación entrecruzada tabular (Sp) y/o a areniscas masivas (Sm).

Interpretación: Depósitos de carga de fondo arenosos, resultado de la migración de óndulas de crestas sinuosas (Fig. 25), producidas por flujos de bajo régimen y energía variable. Estas formas de lecho responden a óndulas y dunas, dependiendo del tamaño de las artesas.

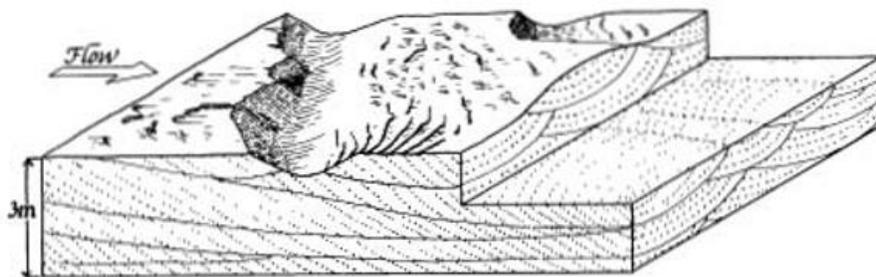


Figura 25. Representación tridimensional de migración de formas de lecho tridimensionales de cresta sinuosa. Nótese la estratificación entrecruzada en artesa al cortar el bloque diagrama en sentido perpendicular a la dirección de migración (extraído de Harms, 1979).



Figura 26. A- Litofacies de areniscas medias con sets de estratificación entrecruzada en artesa (St). **B-** Estratificación entrecruzada en artesa. Facies St.

5.1.6 **F6. Areniscas con estratificación entrecruzada tabular (Sp)**

Arenisca de granulometría media a gruesa bien consolidada y con buena selección, clastos redondeados y de alta esfericidad. Suele encontrarse en cuerpos de geometría lenticular, y se asocian a facies St y Sm. Se observa una estratificación entrecruzada tabular (Fig. 27 y 28).

Interpretación: La estructura característica de esta facies es el resultado de la migración de óndulas de crestas rectas (Fig. 27), impulsado por un flujo de bajo régimen y energía moderada, constituyendo depósitos de carga de fondo.

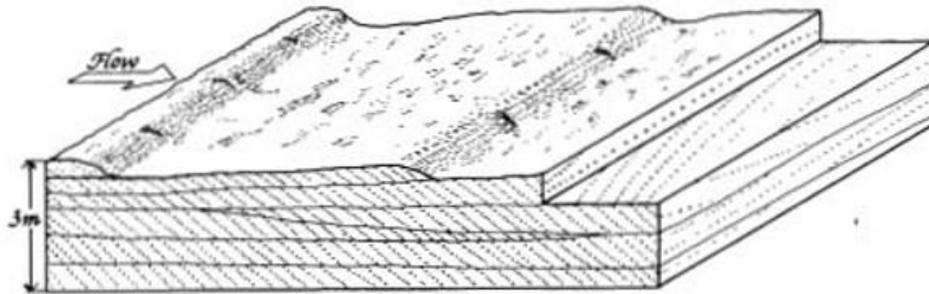


Figura 27. Representación tridimensional de migración de formas de lecho bidimensionales de cresta recta. Nótese la estratificación entrecruzada tabular al cortar la estructura en sentido paralelo a la dirección de migración (extraído de Harms, 1979).

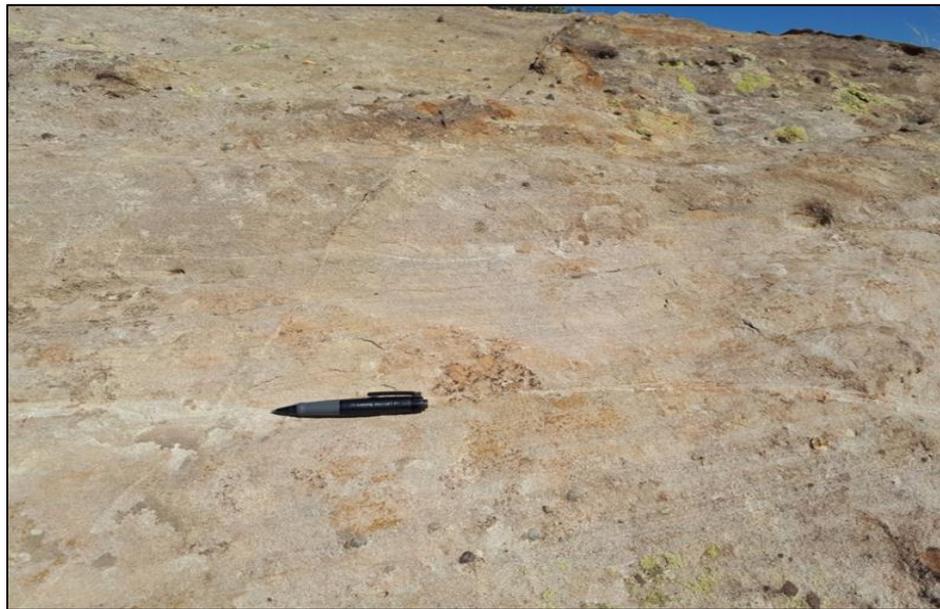


Figura 28. Estratificación entrecruzada. Litofacies Sp.

5.1.7 F7. Areniscas finas y muy finas macivas (Sm)

Facies con arena muy fina a gruesa, que exhibe una estructura maciva en toda su extensión y ocasionalmente cambia a una débil laminación horizontal de alto régimen.

Se la puede encontrar tanto en cuerpos canalizados, relleno gran parte de estos, como en estratos tabulares. En algunos niveles, se observó la presencia de fitodetritos (Fig. 29).

Interpretación: La carencia en el registro de estructuras sedimentarias en los intervalos observados que poseen una configuración maciza, puede deberse a una gran variedad de factores tanto orgánicos como inorgánicos.

Como se mencionó, pueden ser factores inorgánicos los que produzcan la ausencia de estructuras sedimentarias primarias, como ocurre en el caso de flujos

rápidos asociados a desbordamientos, que producen una alta tasa de sedimentación en una planicie de inundación. Este es el causal que más se asemeja a este caso, debido a que estos bancos arenosos se disponen entre depósitos pelíticos muy potentes asociados a llanuras de inundación.



Figura 29. Fitodetritos en litofacies Sm.

5.1.8 **F8. Areniscas finas y medias con estratificación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo (Sh/l)**

Paquete de arenisca fina a media, que presenta gradación inversa y en ocasiones base erosiva. Presenta estratificación horizontal gradando verticalmente hacia una estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Fig. 30).

Interpretación: Son originadas durante las inundaciones. La rotura de los diques naturales durante las inundaciones introduce estos sedimentos en la llanura de inundación generando estos depósitos.



Figura 30. Cuerpo lobular con estratificación horizontal que grada a entrecruzada de bajo ángulo.

5.1.9 **F9. Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y tabular (Stp)**

Litofacies constituida por psamita fina a gruesa con granos bien redondeados y de alta esfericidad que poseen una buena selección. Se encuentra en cuerpos lenticulares. Hacia la base del cuerpo presenta estratificación entrecruzada en artesa y hacia el tope pasa a estratificación entrecruzada tabular.

Interpretación: Depósitos del fondo y sector medio de los canales, producidos por la migración de un tren de óndulas de cresta sinuosa, impulsada por un flujo de bajo régimen y energía variable. Cuando se modera la energía se produce la migración de óndulas de cresta recta, bajo el mismo régimen de flujo.

5.1.10 **F10. Areniscas con estratificación entrecruzada tabular y laminación ondulítica asimétrica (Spr)**

Facies de arenisca fina a media, con granos bien redondeados y esfericidad alta. Posee una buena selección. Entre las estructuras sedimentarias se distinguen estratificación entrecruzada tabular y laminación ondulítica asimétrica (Fig. 31).

Interpretación: Depósitos del sector medio del canal, producto de la migración de óndulas por un flujo de sedimentos de bajo régimen y energía moderada, que produce la migración de cresta recta.



Figura 31. Óndulas asimétricas. Litofacies Spr.

5.1.11 F11. Areniscas con estructuras de deformación (Sd)

Esta litofacies se constituye por psamita fina a media, con granos bien redondeados y de alta esfericidad. Presenta una buena selección y se registran estructuras de deformación por carga (Fig. 32 A, B y C).

Interpretación: Son estratos que han sido deformados y distorsionados por procesos inorgánicos, no tectónicos en un tiempo posterior al depósito y antes de la consolidación de los sedimentos.

La laminación convoluta es una estructura integrada por una sucesión de láminas contorsionadas y replegadas, producidas dentro de un estrato arenoso generalmente y su génesis en este caso estaría asociada a estructuras de escape de fluidos. Su formación puede ser debido a diferencias de esfuerzos hidroplásticos, por licuefacción o por sobrecarga diferencial.

La deformación por carga, tiene como principal agente generador a la gravedad, actuando sobre la diferencia de densidad que existe entre las capas (Collinson y Thompson, 1989). La porosidad de los fangos es generalmente más elevada respecto a la de las areniscas, aun en aquellas depositadas rápidamente. Por lo tanto, si una capa de arena se deposita rápidamente sobre una capa de fango, la arena (debido a su mayor densidad) se hundirá dentro del fango por carga. En los casos que hay ruptura de estratos, se pueden llegar a formar pseudonódulos. (Ponce *et al.*, 2018).

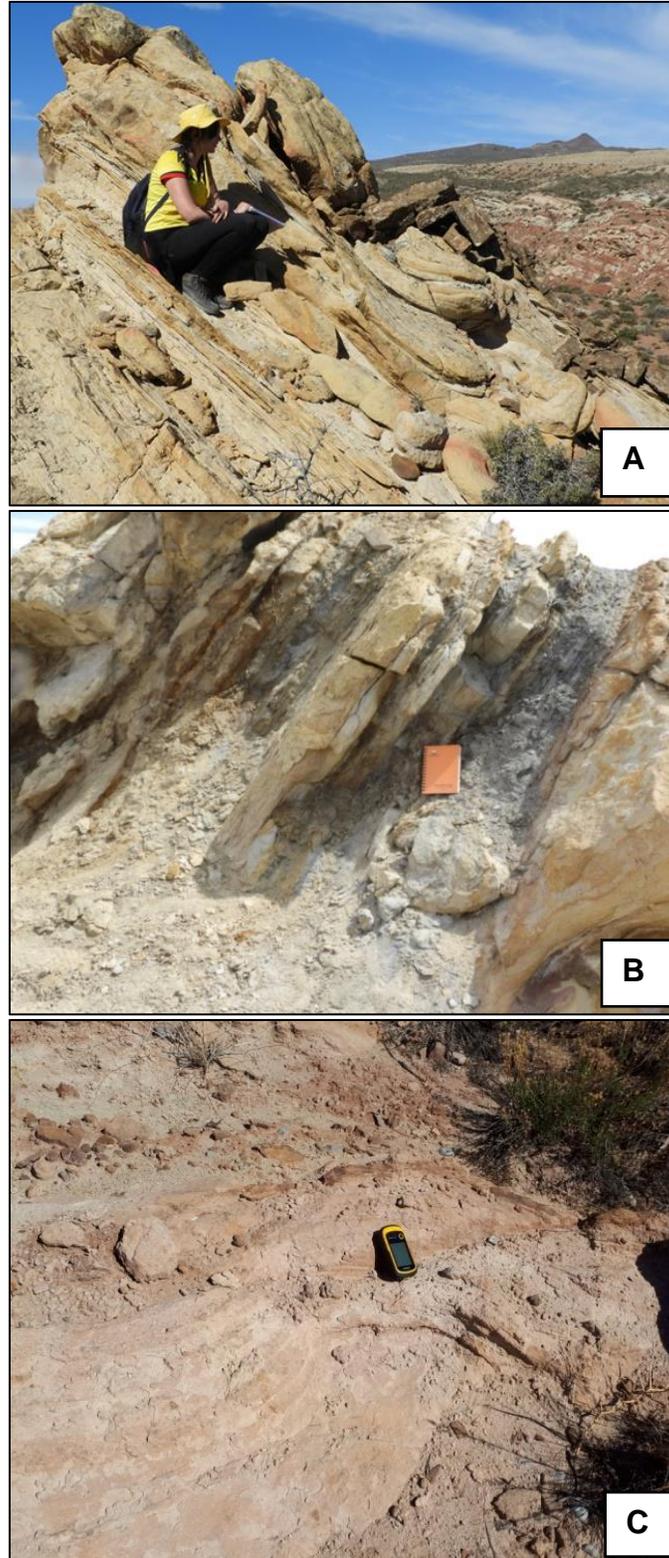


Figura 32 A y B- Estructuras de deformación por carga en depósitos de areniscas sobre capas lodosas (Sd). **C-** Se observa una laminación convoluta en arenas finas a medias. Facies Sd.

5.1.12 F12. Fangolitas masivas rojas (Fm(r))

Depósitos de fangolitas rojas (Fig. 33 A) con arreglo masivo. Sus componentes internos presentan una ligera variación textural.

Estas sedimentitas constituyen geometrías tabulares de gran espesor y extensión lateral y en algunas zonas presentan trazas de raíces (Fig. 33 B).

Interpretación: Material fangoso, depositado por flujos de desbordamientos producto de escurrimientos que rebasan el área de los canales durante crecidas excepcionales.



Figura 33. A- Fangolitas rojas (Fm(r)). B- Bioturbación de raíces en fangolitas rojas.

5.1.13 F13. Pelitas masivas grises y moradas (Fm-gm)

Esta facies se caracteriza por pelitas masivas, con mayor proporción de tonalidades grisáceas (Fig. 34 A) y en menor medida moradas (Fig. 34 B). Esa coloración grisácea se debe a que estos depósitos poseen una cantidad significativa de material orgánico (fitodetritos) de tamaño arcilloso. Se observa una uniformidad entre los componentes.

Se encuentran conformando cuerpos tabulares.

Interpretación: Material pelítico depositado por decantación en un ambiente de muy baja energía.



Figura 34. A- Pelitas grises. Litofacies Fm-gm. B- Pelitas moradas en la base de cuerpo arenoso (Fm-gm).

Facies	Litología	Estructuras Sedimentarias	Geometría	Interpretación
Gm	Ortoconglomerado polimíctico	Maciva	Tabular	Depósitos de flujos de alta densidad
Gi	Ortoconglomerado polimíctico	Imbricación	Tabular	Depósitos de alto régimen de flujo
SGt	Arenisca conglomerádica	Estratificación entrecruzada en artesa	Tabular	Depósitos de fondo de canal. Migración de óndulas 3D.
SGp	Arenisca conglomerádica	Estratificación entrecruzada tabular	Lenticular	Migración de óndulas 2D. Depósitos del sector medio del canal.
St	Arenisca de granulometría fina a gruesa	Estratificación entrecruzada en artesa	Lenticular	Migración de óndulas 3D. Depósitos del lechos de canales arenosos
Sp	Arenisca de granulometría media a gruesa	Estratificación entrecruzada tabular	Lenticular	Migración de óndulas 2D. Depósitos del sector medio del canal
Sm	Arenisca de granulometría muy fina a gruesa	Macivas	Lenticular y tabular	Depósitos de crecidas y desbordes. Estructuras obliteradas por alta tasa de sedimentación
Sh/l	Arenisca de granulometría fina a media	Estratificación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo	Lenticular	Depósitos de flujos de desbordamientos
Stp	Arenisca de granulometría fina a gruesa	Estratificación cruzada en artesa y tabular	Lenticular	Migración de óndulas 3D y 2D. Depósitos del fondo y sector medio de los canales arenosos.
Spr	Arenisca de granulometría fina a media	Estratificación entrecruzada tabular y laminación ondulítica de corriente	Lenticular	Migración de óndulas 2D. Depósitos del sector medio del canal
Sd	Arenisca de granulometría fina a media	Estructuras de deformación	Lenticular	Depósitos de deformación por escape de fluidos
Fm-r	Fangolitas rojas	Masiva con trazas de raíces	Tabular	Depósitos fangolíticos producto de flujos

Fm-gm	Pelitas grises y moradas	Masiva	Tabular	de desbordamientos Depósitos pelíticos de baja energía generados por decantación
--------------	--------------------------	--------	---------	---

Tabla 1. Síntesis de litofacies identificadas en el área de estudio del presente trabajo.

6 ELEMENTOS ARQUITECTURALES Y ASOCIACIONES DE FACIES

Un elemento arquitectural puede ser definido como una subdivisión morfológica de un sistema depositacional particular, caracterizado por una asociación de facies, por la geometría de esas facies y por los procesos depositacionales inferidos (Miall, 1985).

El reconocimiento de estos elementos arquitecturales es importante para interpretar mejor el sistema depositacional.

Se considera, entonces, que la depositación de los sedimentos que componen los elementos arquitecturales, entre superficies que los limitan, sería relativamente continua, dándole connotación de unidad genética.

Miall (1985) propone 8 elementos básicos de arquitectura fluvial (Fig. 35) cuya combinación en distintas proporciones serviría para definir cualquier tipo de sistema fluvial.

Los datos fundamentales utilizados para la definición de los elementos básicos son:

- Naturaleza de las superficies limitantes: erosivas o netas, planar irregular, curva (cóncava o convexa).
- Geometría externa: tabular, lenticular, cuña, surco, en forma de U.
- Escala: espesor, extensión lateral, paralela o perpendicular a la dirección de la corriente.
- Geometría interna: asociaciones de facies, secuencia vertical, presencia de superficies erosivas secundarias y su orientación, dirección de paleocorrientes de las formas de fondo, relación entre la estratificación interna y las superficies limitantes (paralela, oblicua, asintótica).

Los 8 elementos básicos (Miall, 1985) son:

- Canal (CH)
- Acreción lateral (LA)
- Sedimentos de corrientes densas (SG)
- Barras y formas de fondo gravosas (GM)
- Macroformas que desarrollan “foresets” (DA)
- Formas arenosas (SB)

- Arenas con laminación paralela (LS)
- Depósitos finos de desbordamientos (HO)

Miall (1996) definió cinco (5) elementos de arquitectura de llanuras aluviales como los principales componentes de los depósitos sedimentarios de dichos ambientes:

- Diques (LV)
- Canal de desbordamiento (CR)
- Abanico de rotura (CS)
- Llanura de inundación (FF)
- Canal abandonado (CH(FF))

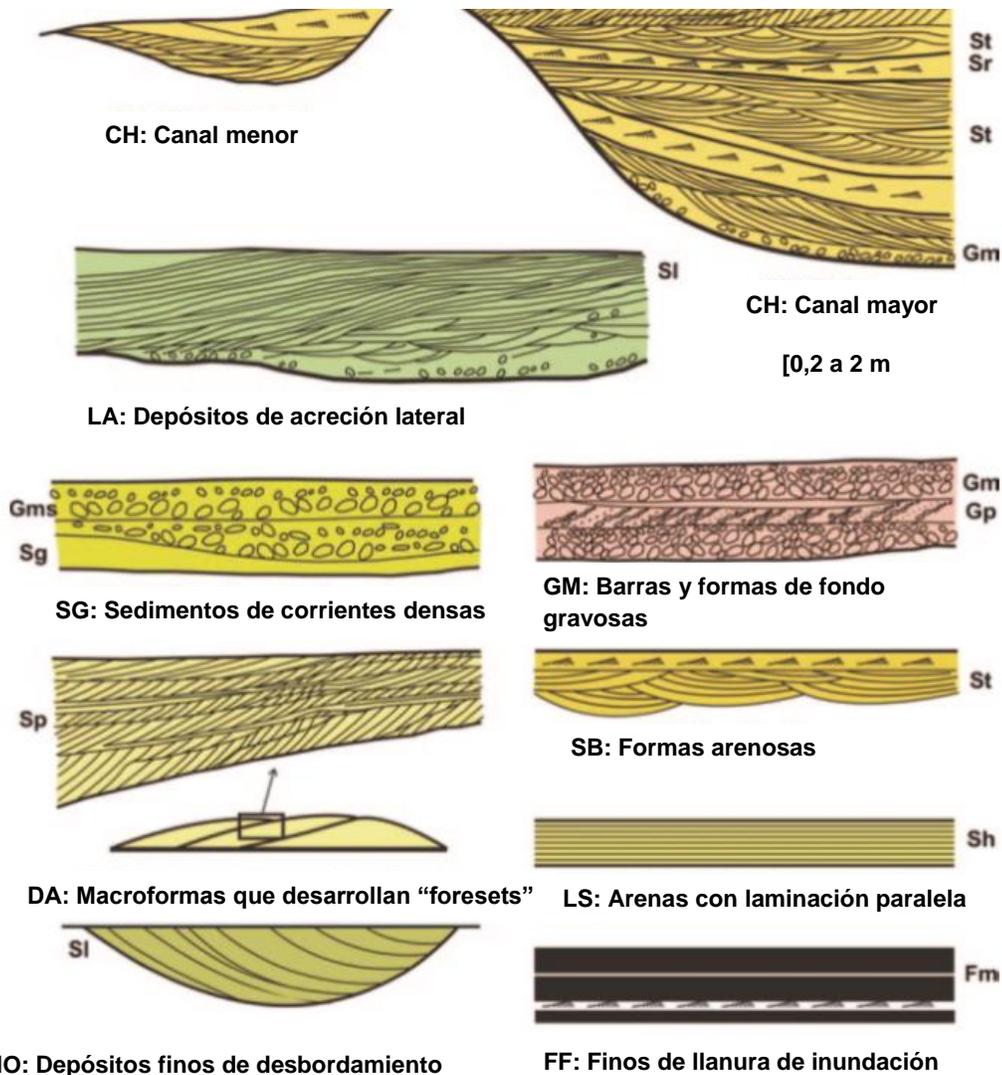


Figura 35. Los ocho elementos arquitecturales originales de Miall (1985) a los que se ha agregado el elemento HO (extraído de Miall, 2014).

6.1 Elementos arquitecturales y análisis de facies

6.1.1 CH-C(A): Canales arenosos confinados

Este elemento se encuentra en la sección 1 de los perfiles y corresponden a canales arenosos confinados.

Constituyen cuerpos de geometría lenticular (Fig. 36), mayormente con base erosiva y cóncava, aunque existen algunos cuerpos cuyo contacto con los depósitos subyacentes es neto. Varían entre 1 m y 7 m de espesor, y extensiones que van de 16 m a 100 m.

Estos canales arenosos se encuentran inmersos en depósitos de pelitas grises y moradas que conforman la llanura de inundación (Fig. 37).

El relleno de estas formas canalizadas se da por la alternancia de distintas facies arenosas que fueron descritas en el capítulo 5 de facies sedimentarias, que reflejan las variaciones del régimen de flujo involucrado. En función de esto, pueden observarse asociaciones de facies que muestran una disminución en la energía del flujo canalizado (e.g. arreglos St-Sp; Sp-Sr; SGp-Sp; etc.) y asociaciones de facies que muestran un aumento en la energía del sistema hacia su tope (e.g. arreglos Sp-SGp; Sp-St; etc.).



Figura 36. A- Cuerpo arenoso lenticular de gran extensión. B- Fotografía de detalle del cuerpo de la Fig. 31. A.

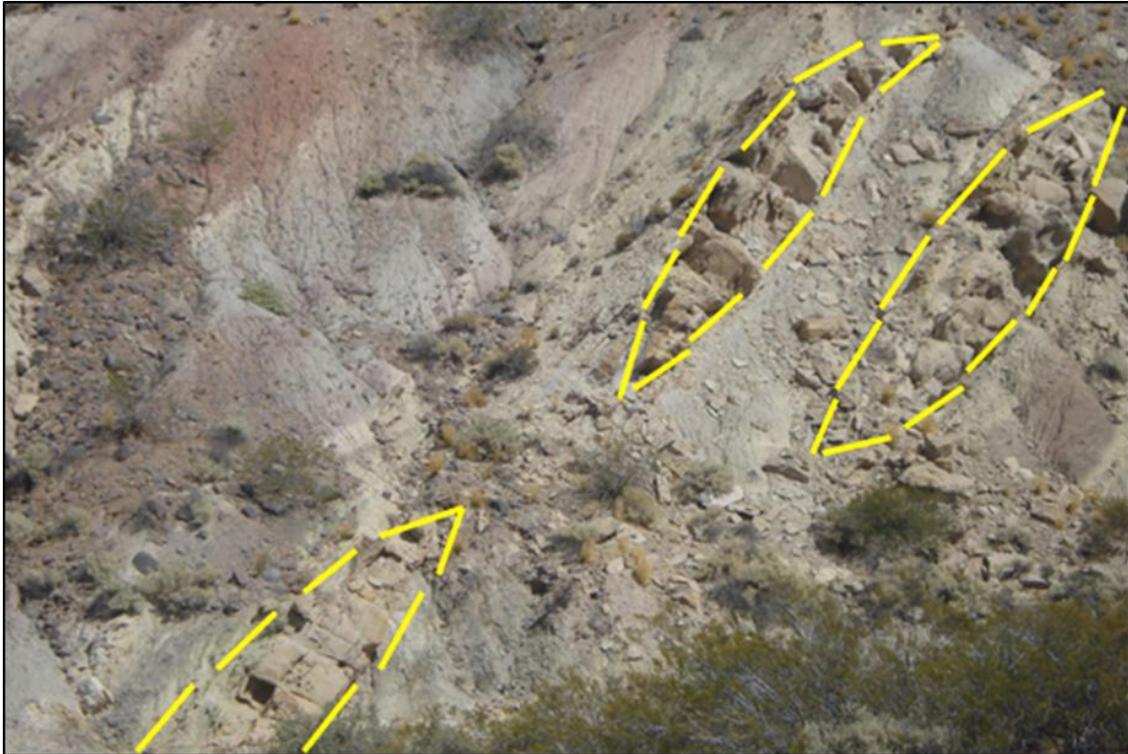


Figura 37. Intercalación de cuerpos arenosos con planicie pelítica.

6.1.2 CL-E(A): Cuerpos Arenosos Lenticulares efímeros

Este elemento se encuentra en la sección 2 definida en los perfiles y se refiere a cuerpos arenosos lenticulares efímeros. Estos cuerpos, cuya geometría es lenticular de 1 m a 5 m de potencia y mucho menos extensos que los descritos con anterioridad, se encuentran más aislados dentro de la llanura de inundación, caracterizada por pelitas rojas (Fig. 38 A y B).

El contacto entre estos cuerpos y las pelitas subyacentes es neto, y solo unos pocos cuerpos presentan una base erosiva.

Estos litosomas están compuestos por asociaciones de facies que reflejan variaciones de energía del flujo involucrado, como lo señala la asociación St-Sp que indica una disminución de energía del flujo en cuestión. Sin embargo, dichos cuerpos arenosos se componen principalmente por monofacies, entre las que se identificaron las litofacies St, Sp y Sm.

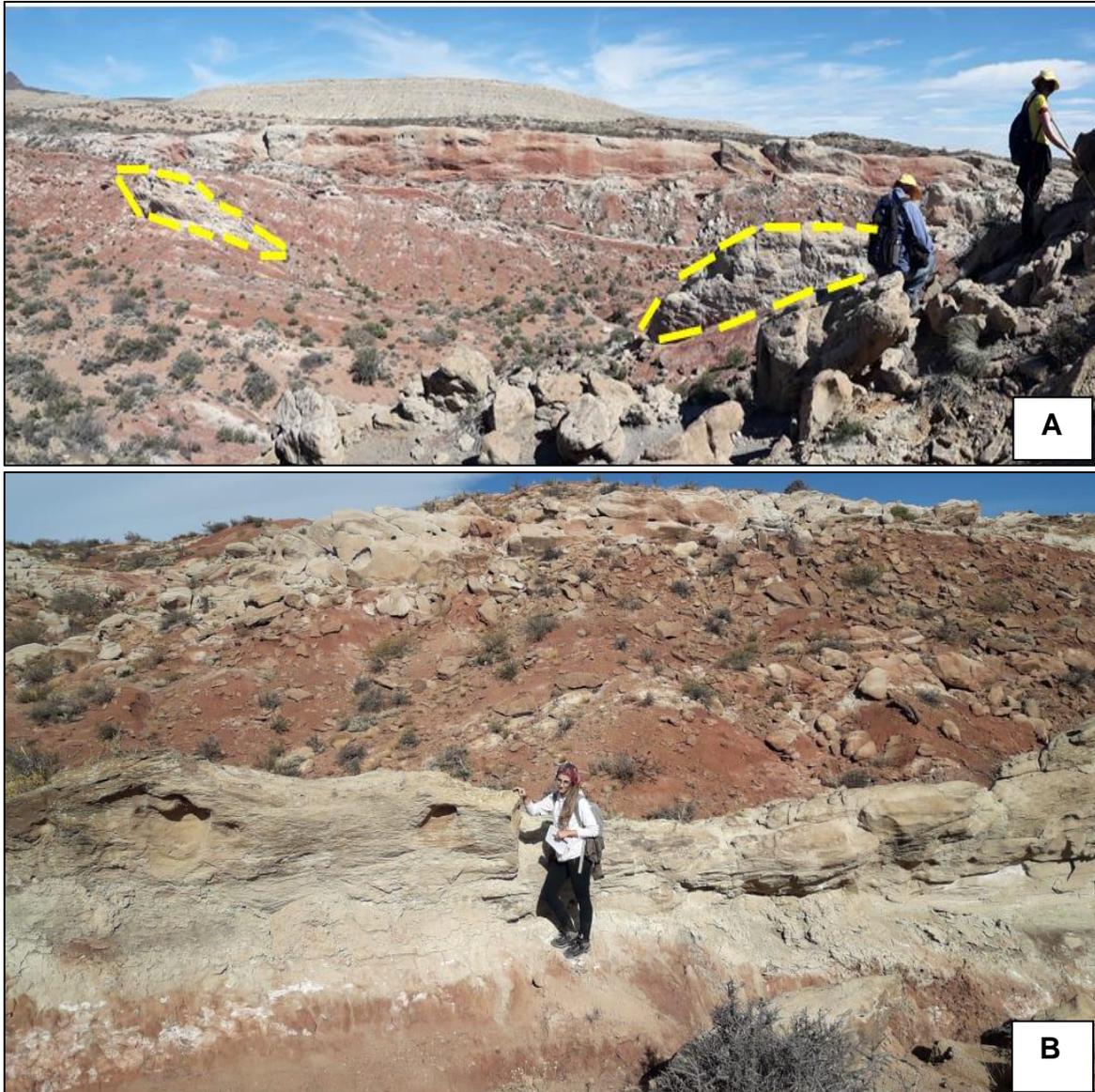


Figura 38. A y B- Cuerpos arenosos lenticulares inmersos en depósitos fangolíticos rojizos.

6.1.3 LD: Lóbulos de derrame

Este elemento es producto de inundaciones repentinas, que permiten introducir sedimento de granulometría relativamente gruesa en la llanura de inundación. Los depósitos de estos lóbulos están formados por uno o más niveles lenticulares de arenisca alternando con arcilitas y limolitas de llanura de inundación (Fig. 39 A y B). Cada horizonte arenoso puede mostrar o no una base erosiva, gradación inversa y laminación horizontal y cruzada de bajo ángulo (litofacies Sh/I).

La asociación de facies característica es Sh/I-Sm que reflejan condiciones de lecho plano en régimen de flujo alto. Pueden estar limitados gradualmente por Sp,

St o Sr, lo que indicaría condiciones de flujo decreciente o creciente al final de un evento de inundación.



Figura 39. A y B- Lóbulos de desbordes inmersos en la planicie de inundación.

6.1.4 LI-H: llanura de inundación húmeda

Este elemento está presente únicamente en la sección 1 de los perfiles y está constituido por la sedimentación por suspensión. Básicamente consiste en material pelítico con menor participación de arena fina a media.

Esta planicie de inundación se constituye por pelitas masivas grises mayormente con restos de vegetales que aportan a su coloración (Fig. 40) y también por pelitas con tonalidades moradas, que ocupan zonas más restringidas dentro de la llanura. Estos intervalos finos se intercalan con canales arenosos confinados y lóbulos de derrame, ambos explicados previamente.

La asociación de facies característica es Fm(gm)-Sm-Sh/l, y conforman cuerpos tabulares de gran extensión y potencia.



Figura 40. Pelitas grises de llanura de inundación húmeda.

6.1.5 LI-A: Llanura de inundación árida

Este litosoma se encuentra en las secciones 2 y 4 de los perfiles y se compone de fangolitas rojas masivas con escasas trazas de raíces y de pequeños bancos de arena fina a media.

En ambas secciones estos depósitos finos se encuentran interestratificados por lóbulos de desborde, la diferencia es que en la sección 2 se encuentran intercalados con cuerpos arenosos lenticulares efímeros previamente mencionados y en la sección 4 por canales areno-gravosos confinados que se desarrollan a continuación.

La asociación de facies característica para es Fm(r)-Sm-Sh/l para la sección 2 y Fm(r)-Sm para la sección 4.

Comprenden cuerpos tabulares de gran espesor y extensión.

6.1.6 CM: Canales móviles de gran potencia multiepisódicos

Este estilo de canales se denomina así porque se generan mediante un proceso de migración de canal. En la Fig. 41 se pueden individualizar tres episodios mostrando una historia multiepisódica.

La relación ancho/profundidad es muy grande, aunque no se pudo determinar ya que la extensión lateral del cuerpo en cuestión excede el área de estudio. El espesor varía a lo largo del área, habiendo registrado potencias entre 10 y 15 m.

Estos complejos de canales suelen ser reconocidos tanto por su geometría en aquellos casos donde los bordes quedan bien preservados, así como también por su asociación litofacial, debido a que sus estructuras internas permiten definir facies típicas de canal (confinamiento).

La asociación litofacial que lo caracteriza es SGt-SGp-Sm y cada evento individual presenta una tendencia granodecreciente. En los episodios reconocidos, la sedimentación comienza sobre una base erosiva con areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesas con extraclastos en base de sets (SGt) que denotan el fondo, mientras que el sector medio del canal está caracterizado por la litofacies SGp, hacia el tope del cuerpo culmina con facies Sm.

La geometría exterior de este cuerpo conformado por episodios múltiples es tabular (Fig. 42). Cada episodio corresponde a depósitos de canales de un sistema fluvial entrelazado.



Figura 41. Registro de historia multiepisódica, individualizada por tres episodios diferentes



Figura 42. Cuerpo tabular extenso conformado por eventos multiepisódicos.

6.1.7 CH-C (AG): Canales areno-gravosos confinados

Este elemento fue clasificado como canales areno-gravosos confinados (Fig. 43 A y B) y está localizado tanto en los perfiles como en las zonas de interperfiles reconocidas durante los desplazamientos de evaluación de continuidad de los niveles.

Estos cuerpos poseen una geometría lenticular y espesor variable entre 1 a 10 m, algunos tienen un contacto erosivo y otros netos sobre las pelitas rojas infrayacentes que forman parte de la llanura de inundación.

El relleno de estos cuerpos canalizados se da por asociaciones de facies que reflejan variaciones del régimen de flujo involucrado, como lo señala la asociación SGt-SGp-Sm que registra una disminución de energía en el flujo. Aunque algunos de estos cuerpos, se componen de monofacies, entre ellas, las litofacies Sp y Sm.

Estos canales podrían responder al mismo proceso de depositación que los canales arenosos confinados que se encuentran en la sección 1 de los perfiles, pero en una posición más proximal del sistema.



Figura 43. A y B. Cuerpos areno-gravosos localizados en la zona interperfiles.

6.1.8 LG: Lóbulos gravosos amalgamados

Este litosoma se compone de una única facies (Gm) que corresponde a conglomerados clastos soportados que carecen de estructuras sedimentarias (macivos) (Fig. 44).

Los componentes no presentan ningún ordenamiento aparente y poseen moderada a mala selección.

La amalgamación de estos elementos conforma un cuerpo tabular de gran continuidad lateral y espesores que no superan los 2 m. Los conglomerados que conforman dicho cuerpo, se interpretan como depósitos de lóbulos gravosos proximales.

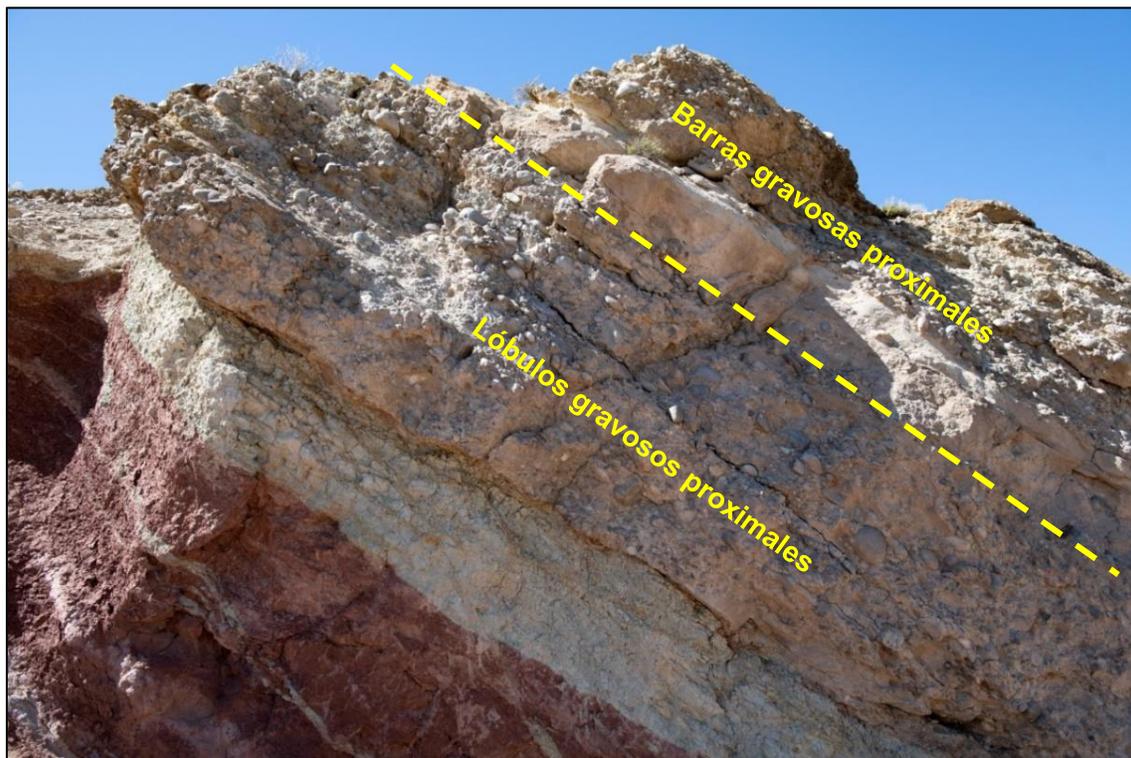


Figura 44. Lóbulos gravosos proximales y barras gravosas proximales.

6.1.9 BG: Barras gravosas proximales

Este elemento está conformado por la litofacies Gi que corresponde a conglomerados clastos soportados y material intersticial arenoso de granulometría gruesa (Fig. 44). Se reconocen clastos que presentan imbricación, con orientaciones hacia el oeste-sudoeste.

El incremento de una organización de los componentes a diferencia del litosoma descrito en el apartado 6.1.8, se debe a que hubo un mayor desarrollo de segregación detrítica, lo que lleva a concluir que el flujo se fluidizó, por eso se habla de barras gravosas proximales.

La combinación de estas barras compone un cuerpo tabular con espesores variables que no superan el 1,5 m de potencia.

Elementos Arquitecturales	Símbolo	Geometría	Asociaciones de Facies	Interpretación
Canales confinados arenosos	CH-C(A)	Lenticular	St-Sp; Sp-Sr; SGp-Sp Sp-SGp; Sp-St	Depósitos de canales sinuosos
Cuerpos arenosos lenticulares efímeros	CL-E(A)	Lenticular	St-Sp. St, Sp, Sm	Depósitos de cauces efímeros
Lóbulos de desborde	LD	Lenticular / lobular	Sh/l-Sm	Depósitos de canales de desborde
Llanura de inundación húmeda	LI-H	Tabular	Fm(gm)-Sm-Sh/l	Depósitos finos de planicie de inundación
Llanura de inundación árida	LI-A	Tabular	Fm(r)-Sm-Sh/l Fm(r)-Sm	Depósitos finos de planicie de inundación
Canales móviles de gran potencia multiepisódicos	CM	Tabular	SGt-SGp-Sm	Depósitos de canales de sistema fluvial entrelazado
Canales confinados areno-gravosos	CH-C(AG)	Lenticular	SGt-SGp-Sm Sp, Sm	Depósitos de canales sinuosos proximales
Lóbulos gravosos amalgamados	LG	Tabular	Gm	Depósitos de lóbulos gravosos proximales
Barras gravosas proximales	BG	Tabular	Gi	Depósitos de barras gravosas

Tabla 2. Síntesis de los elementos arquitecturales reconocidos para la Formación Challacó.

7 HISTORIA EVOLUTIVA Y MODELOS DEPOSITACIONALES

7.1 Introducción

A partir del estudio sedimentológico y estratigráfico detallado, basado en el análisis de facies y arquitectural de los depósitos continentales de la parte superior del Grupo Cuyo en el sector sur de la Cuenca Neuquina (Fm. Challacó), surgieron diferentes modelos de depositación para la unidad involucrada.

En base a este análisis se dividió la sucesión estratigráfica analizada en 5 secciones (Fig. 45), numeradas en orden ascendente de base a tope de la secuencia sedimentaria correspondiente a dicha unidad. Cada una de estas sucesiones responde a sistemas depositacionales específicos o variaciones dentro de los mismos.

Para la construcción de dicha evolución se utilizaron los principios de estratigrafía de secuencias, pero debido a que se trata de un intervalo continental y la misma fue creada para el estudio de sucesiones litorales, se siguió la propuesta de Catuneanu (2006). Dicho autor, refiere que en las zonas donde las variaciones del nivel del mar (eustasia) no influyen en las condiciones de sedimentación, los factores que la controlan son el clima y/o la tectónica (*Upstream control*), utilizando la terminología de sistemas de alta o baja acomodación.

Los intervalos de alta acomodación poseen elevadas proporciones de finos en relación a las facies más gruesas señalando la deficiencia en el aporte sedimentario o la distalidad del sistema. Los de baja acomodación presentan una elevada amalgamación de los sistemas de descarga (canales) creando cinturones arenosos más continuos y espesos con menores porcentajes de sedimentos finos intercanal (planicies de inundación).

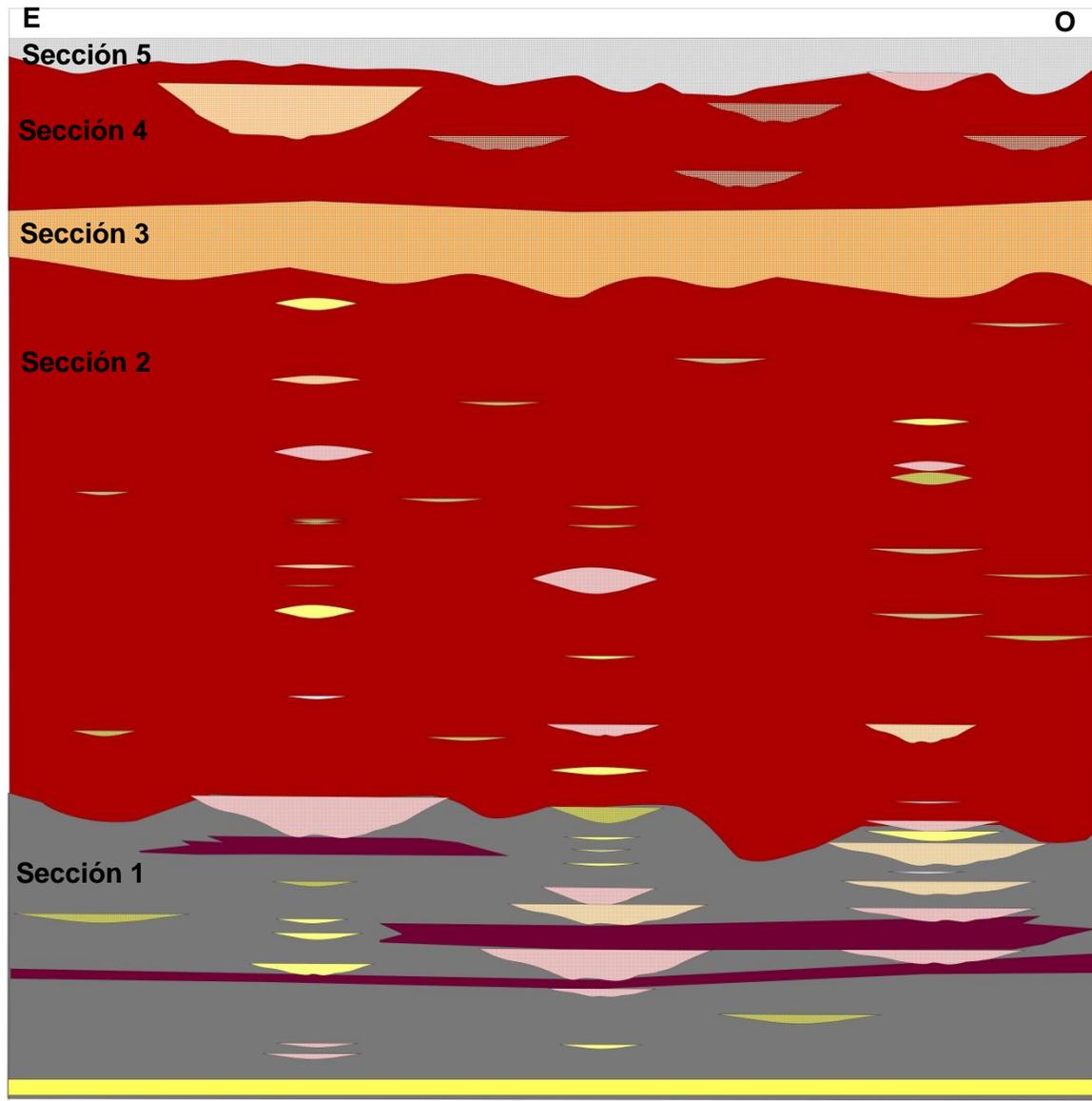


Figura 45. Simplificación de la secciones diferenciadas en los perfiles.

7.1.1 Sección 1

El límite basal es un cuerpo arenoso muy continuo que corresponde a la unidad infrayacente (Fm. Lajas), que se pudo correlacionar a lo largo de los distintos puntos de control, incluso se siguió lateralmente fuera del área del trabajo. Sobre este nivel de areniscas medias, se disponen en contacto neto pelitas grises marcando el inicio de la unidad de interés (Fm. Challacó).

Esta sección tiene espesores que varían entre 50 y 58 m y se compone por depósitos pelíticos, mayormente grisáceos, que contienen una cantidad apreciable de material vegetal, y que contribuyen a esa coloración. En menor medida, se observa la presencia de pelitas moradas que tienen límites indefinidos y que se presentan principalmente en el contacto con los canales arenosos de espesores y

granulometrías mayores dentro del sector definido. Dicha variación entre las coloraciones de estos depósitos, podría deberse a factores diagenéticos, producto del desplazamiento de fluidos a través de rocas con mejor porosidad y permeabilidad (canales) que afectaron localmente el contacto con las arcillas grises y las transformaron en moradas. Estos depósitos, que constituyen la fracción fina de la sección, tienen geometrías tabulares y conforman la planicie de inundación fluvial.

Dentro de esta llanura, se intercalan formas arenosas canalizadas que corresponden tanto a canales arenosos amalgamados de granulometría media a gruesa, con espesores variables y muy extensos, como a lóbulos de derrame, que poseen una granulometría fina a media y potencias que no superan 1 m, desarrollados en etapas de inundación.

Los canales arenosos amalgamados más espesos y más extensos son más abundantes hacia el oeste y hacia el este predominan los de menor potencia.

Las asociaciones de facies identificadas en esta sección de los perfiles son:

Fm(gm)-Sm -----> Llanura de inundación

St-Sp; Sp-Sr; SGp-Sp -----> Canales arenosos confinados

Sp-SGp; Sp-St

Sh/l-Sm -----> Lóbulos de derrame

La presencia de componentes vegetales y la gran continuidad y potencia de los cuerpos arenosos respecto a la sección 2, que se describirá a continuación, indicaría que es una zona de mayor humedad y descarga.

En base a lo señalado, es importante concluir entonces de que se trata de un sistema fluvial con desarrollo de canales sinuosos de carga mixta (Fig. 46).

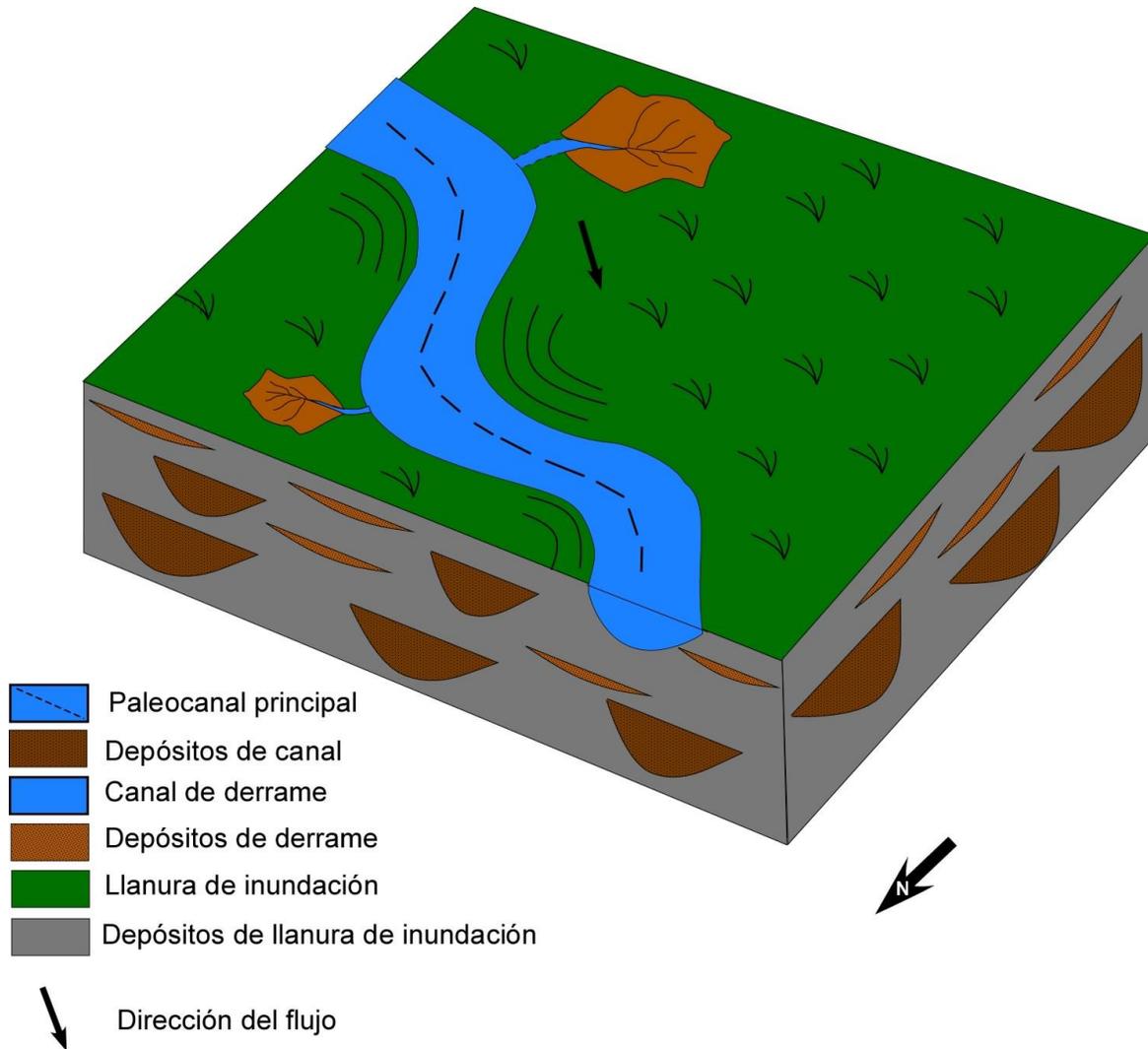


Figura 46. Modelo depositacional de la sección 1.

7.2 Sección 2

Esta sección comienza a partir de las primeras apariciones de fangolitas rojas en los perfiles y culmina con la presencia de un gran cuerpo tabular de gran continuidad lateral que excede el área de estudio. Este intervalo posee el mayor espesor de toda la sucesión analizada, entre 98 a 115 m aproximadamente.

En contraste con el sector definido anteriormente, la llanura de inundación se compone de fangolitas rojas, con una textura ligeramente más gruesa y menos uniforme que las pelitas precedentes. Procesos de oxidación serían los responsables de su coloración predominantemente rojiza.

Entre estos depósitos finos correspondientes a la planicie de inundación fluvial se distribuyen aleatoriamente cuerpos arenosos lenticulares efímeros que se disponen en contacto neto sobre las fangolitas rojas infrayacentes, y que poseen menor extensión y potencia que los cuerpos de mayor envergadura identificados

en la sección 1. Sin embargo, los cuerpos arenosos correspondientes a episodios de desbordamiento son similares a la sección anterior tanto en geometría como en la asociación de facies que los componen.

Las asociaciones de facies que caracterizan este sector son:

Fm(r)-Sm -----> Llanura de inundación

St-Sp -----> Canales arenosos lenticulares

St, Sp, Sm

Sh/l-Sm -----> Lóbulos de derrame

En cuanto a la organización de los cuerpos arenosos, estos se encuentran distribuidos más aleatoriamente dentro de la planicie de inundación fluvial y su proporción es significativamente menor respecto a los cuerpos identificados en la sección inferior.

La presencia de fangolitas rojas señalando un proceso de oxidación y de cuerpos menos potentes, no tan conectados y el predominio de contactos netos con los niveles fangolíticos subyacentes, sería indicativo de un ambiente de mayor aridez y menor descarga.

Según lo descrito en la sucesión restringida a este sector, estamos en presencia de un ambiente fluvial con cauces efímeros (Fig. 47).

En ambas secciones, la distribución de los cuerpos arenosos en la planicie de inundación señala un sistema de alta acomodación, donde el material fino es el dominante y el grueso se dispersa.

El límite entre estas dos secciones está determinado por las variaciones en cuanto a textura y coloración de los componentes finos y en las proporciones de los cuerpos arenosos. Entonces se concluye que la menor proporción de areniscas en este sector respecto del inferior, se debe a que exhibe una menor descarga de materiales.

Esto puede deberse a dos situaciones:

1. El sistema deposicional se mantiene en una paleogeografía similar a la del sector 1, donde la variación en la sedimentación, representada por la disminución del aporte de materiales en las áreas fuentes, sean producidas por efectos climáticos.
2. Si el sistema se desarrolla en una posición más distal respecto a las áreas de aporte, el proceso que controla la sedimentación es la tectónica, provocando una mayor tasa de subsidencia que genere mayor espacio de acomodación para la depositación de los sedimentos.

El límite entre ambas secciones es localmente abrupto (Fig. 48), denotando cambios de condiciones de sedimentación relativamente rápidas. Entonces, si el factor controlador de la sedimentación es el clima, esta diferencia en los depósitos de debe a una pérdida de humedad, con la consecuente disminución de la descarga de materiales desde las áreas fuentes. Esa instauración de un ambiente más árido, contribuye a la coloración rojiza de las fangolitas, resultado de procesos de oxidación.

Si estas variaciones entre las secciones es producto de efectos tectónicos, se genera un aumento en el grado de subsidencia y un desarrollo del sistema fluvial en una posición más distal respecto del área de aporte de sedimentos, pero con esto no se puede explicar ese cambio de color entre los materiales finos de ambas secciones. Es por esto, que en el presente trabajo se optó por definir al clima como el factor principal que controla los mencionados cambios.

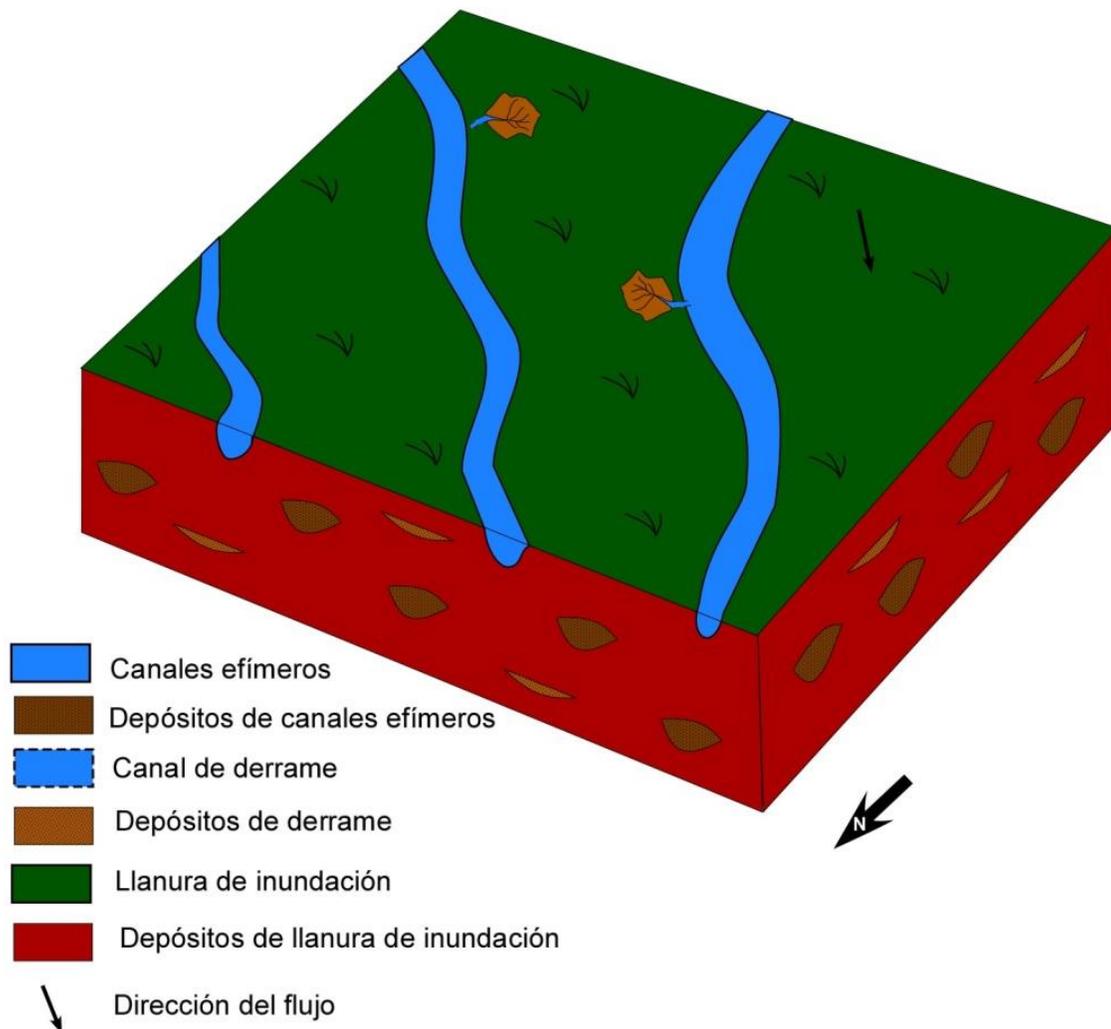


Figura 47. Modelo depositacional de la sección 2.

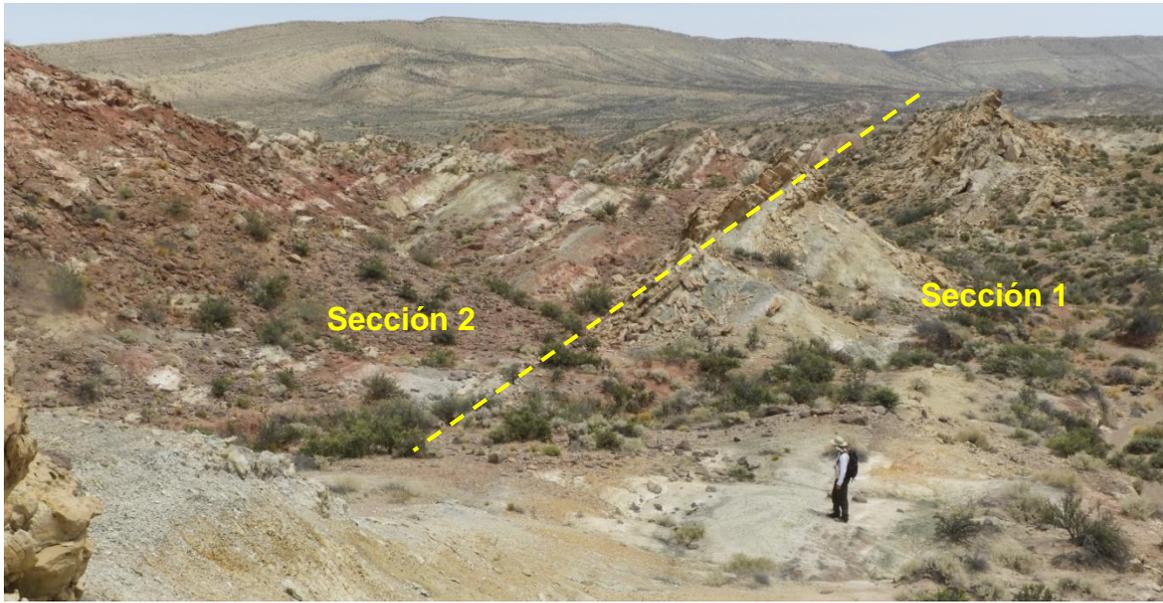


Figura 48. Límite abrupto entre las secciones 1 y 2.

7.3 Sección 3

Este sector responde a una amalgamación de canales multiepisódicos, que constituyen un cuerpo tabular de gran continuidad lateral de espesores variables entre los 10 y 15 m aproximadamente. Dichos canales son de alta energía y relativamente proximales. La asociación de facies que los constituye es:

SGt-SGp-Sm -----> Canales móviles de gran potencia multiepisódicos

Esta sección tiene un contraste muy grande con los sectores descriptos previamente, ya que en este sector no se tiene esa alternancia de cuerpos arenosos y de planicies de inundación que señalan un ambiente de baja energía, sino un gran cuerpo tabular continuo que excede lateralmente el área de estudio, que indica condiciones de alta energía. La ausencia de depósitos finos de llanura de inundación refleja canales de alta movilidad.

Resulta evidente, ante la presencia de esta sección que:

- Existe un abrupto contraste de energía que señala un cambio en el sistema deposicional.
- Este rejuvenecimiento permite inferir la llegada de un evento proximal, de alta energía constituido mayoritariamente por sedimentos gruesos. El material fino probablemente continuó su recorrido corriente abajo a zonas de menor energía.
- La extensión lateral y espesores involucrados nos indican que sus condiciones de depositación se desarrollaron en un área de gran extensión que excede el sector analizado.

La aparición de este evento sería debido a la acción de factores externos que, dado el carácter continental del sistema, podrían ser el clima, y/o la tectónica como responsables de la generación de un cambio del nivel de base de esa rapidez y magnitud (Paola *et al.*, 1992).

La instauración de este sistema habría resultado de una reactivación en el área de la Dorsal de Huincul, que produjo un aumento en la descarga del sistema que podría haber provenido de algún área sobreelevada de dicho lineamiento estructural, como por ejemplo, Cerro Lotena que tiene en las secciones superiores, paleocorrientes con dirección preferencial hacia el oeste (Veiga, 1998). Esto produjo un cambio en el régimen fluvial, pasando de un sistema fluvial meandriforme a uno entrelazado, y el transporte de sedimentos se orienta en la dirección preferencial de las paleocorrientes hacia el noroeste al igual que en los sectores 1 y 2.

Este sistema fluvial entrelazado (Fig. 49) perduró lo suficiente en el tiempo como para configurar depósitos multihistóricos de gran extensión y continuidad lateral. Esto, sumado a la ausencia de depósitos finos de una planicie de inundación fluvial, refleja un sistema de baja acomodación donde la cantidad de material supera al espacio disponible.

La tectónica fue el factor principal que favoreció la abrupta llegada de material grueso en este intervalo estratigráfico.

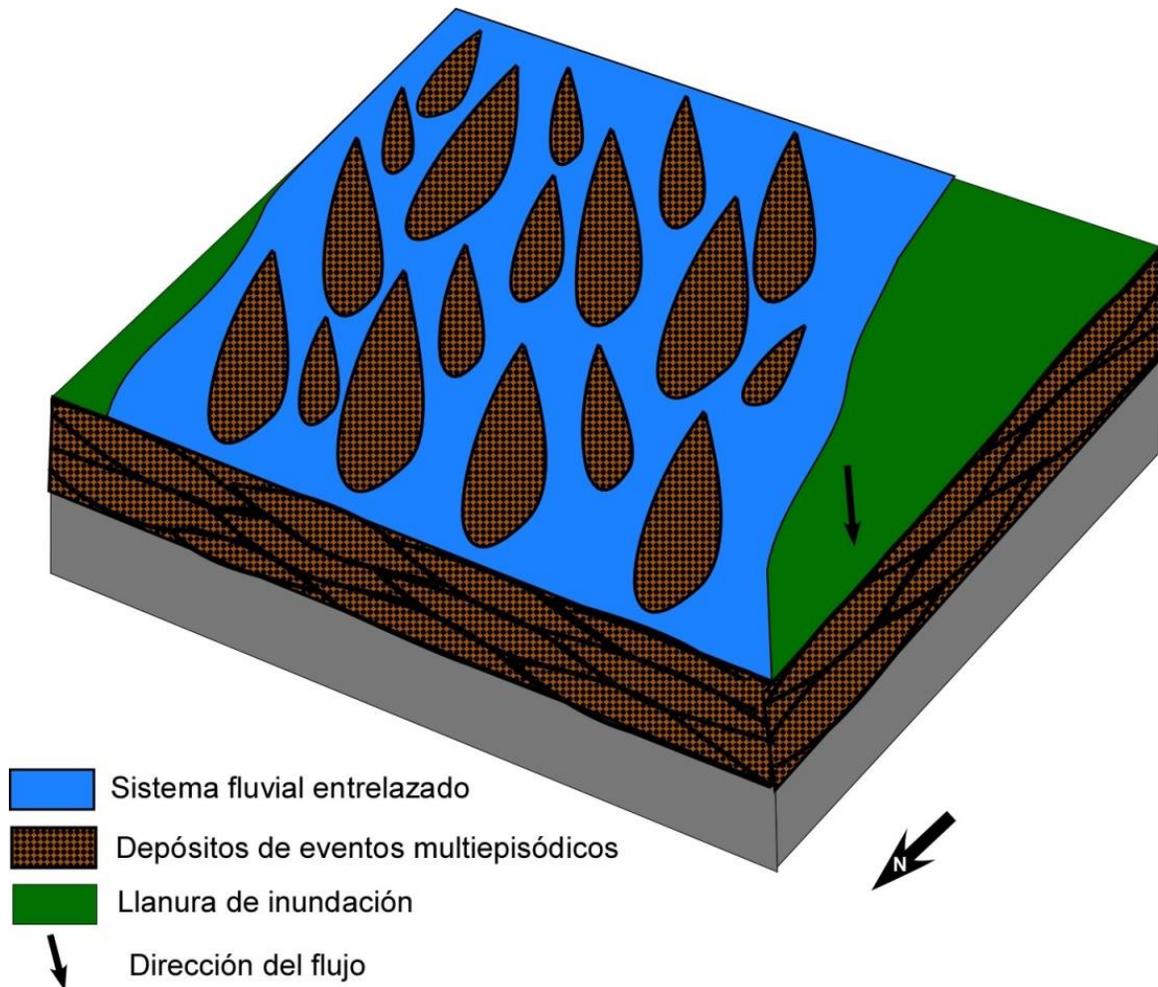


Figura 49. Modelo depositacional de la sección 3.

7.4 Sección 4

Esta sección abarca un espesor entre 20 y 30 m aproximadamente de la sucesión y está conformada por cuerpos canalizados similares a la sección 1, pero areno-gravosos que se disponen aleatoriamente en una llanura de inundación conformada por fangolitas rojas y verdes.

La asociación de facies y monofacies que conforman estos cuerpos son:

SGt-SGp-Sm
 -----> Canales confinados areno-gravosos

Sp, Sm

Fm(r)-Sm -----> Llanura de inundación

Esta sucesión inicia en forma neta sobre el cuerpo de grandes dimensiones mencionado anteriormente. Este cambio en el ambiente de deposición se produce a partir de una restitución nuevamente de un sistema meandriforme pero

en una situación más proximal (Fig. 50), después de ese episodio de reactivación que generó ese cambio en el sistema fluvial explicado en el apartado 7.3.

Este sector está caracterizado por un sistema de alta acomodación donde hay mucho espacio disponible pero poca cantidad de material.

Se pueden determinar que son dos los factores de sedimentación los que están actuando en conjunto ya que esa reactivación que se menciona previamente podría haber actuado de barrera de vientos húmedos, generando una zona de mayor aridez y también esas zonas más elevadas pudieron servir como área de aporte de los sedimentos más gruesos.

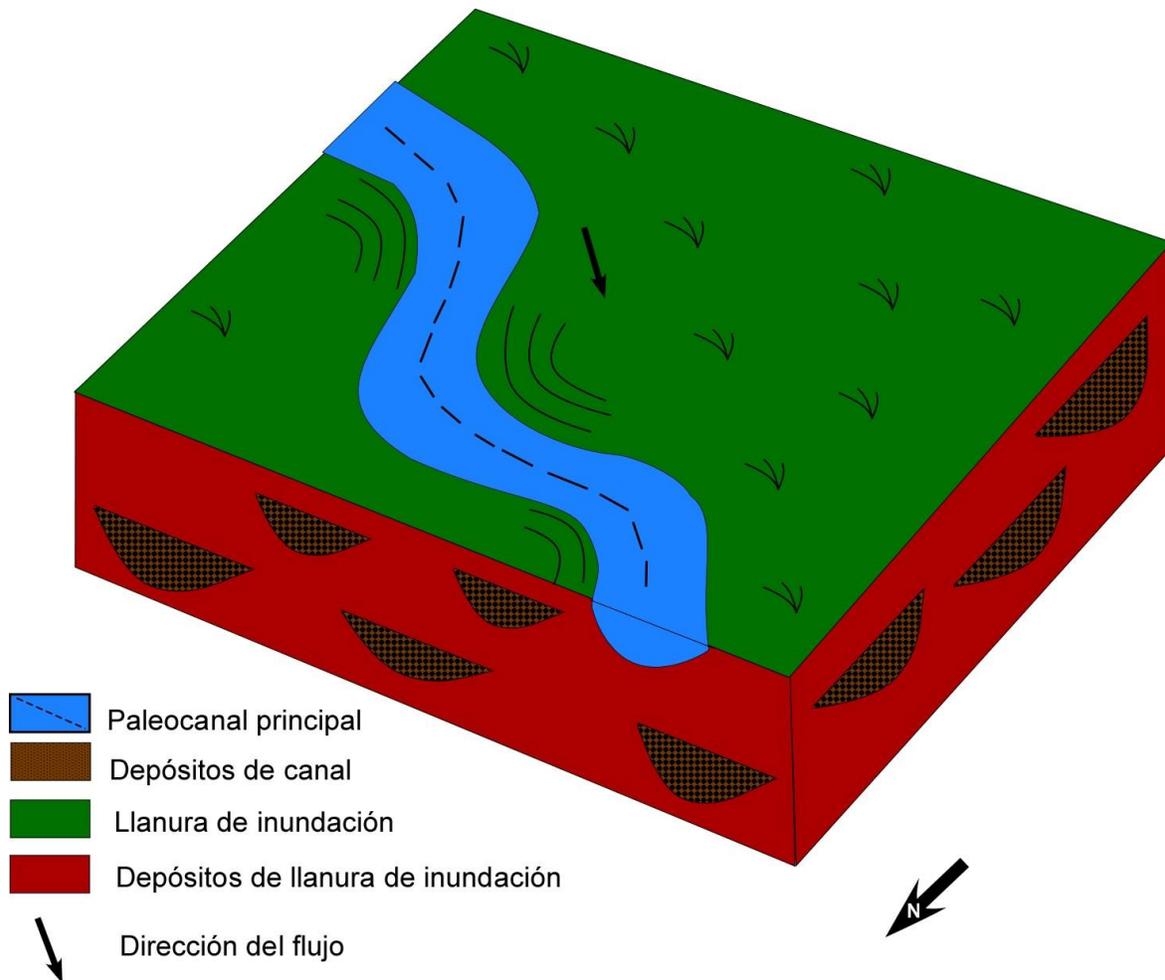


Figura 50. Modelo depositacional de la sección 4.

7.5 Sección 5

Esta sección está compuesta por conglomerados macizos en la base, que conforman lóbulos gravosos proximales e inmediatamente por encima, conglomerados con imbricación de clastos e incluso en algunos sectores con interdigitación de areniscas bien seleccionadas, formando parte de barras

gravosas proximales. Esta sucesión conforma un cuerpo tabular de variada potencia (2 a 6 m aproximadamente), gran continuidad y extensión regional.

Dicho cuerpo está constituido por dos facies que solo están presentes en este intervalo:

Gm -----> Lóbulos gravosos amalgamados

Gi -----> Barras gravosas proximales

En la base de la sucesión los depósitos no se encuentran organizados, no desarrollan estructuras sedimentarias internas y presentan una moderada a mala selección. Esto sugiere una rápida descarga clástica originada a partir de flujos de alta concentración de sedimentos. Se concluye que la génesis puede vincularse a la acción de procesos aluviales ligados al desarrollo de flujos no canalizados con alta concentración de sedimentos gravosos.

El resto de la sucesión presenta una mayor organización con imbricación de clastos y la presencia de material psamítico bien seleccionado que conforma la matriz. Es por ello, que se concluye que estos depósitos representan el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado que habría estado caracterizado por el desarrollo de barras gravosas en canales con muy poca estabilidad, sin márgenes definidos, por una combinación entre la importante descarga y la ausencia de depósitos pelíticos que estabilizarían los márgenes de los canales.

La distribución de paleocorrientes es bastante uniforme a lo largo de toda la sección, quedando caracterizada por un sentido general de transporte hacia el oeste- sudoeste.

Se definió un modelo de acumulación fluvio-aluvial proximal (Fig. 51), caracterizado por el desarrollo de un sistema de abanicos aluviales, que se asocia a un sistema fluvial entrelazado compuesto por una red inestable de canales de carga traccional, principalmente gravosa, que apoya en forma erosiva sobre las facies tanto de fangolitas rojas como de areniscas gruesas de la sección 4, a lo largo de todo el terreno.

En la bibliografía atribuyen la aparición de este cuerpo tabular de extensiones regionales, a la discordancia Intracalloviana (tectónica) producida por Movimientos Intracallovianos, asignándolo a la base de la Fm Lotena (Dellapé et al., 1979; Gulisano et al., 1984, Leanza et al., 2003). En este trabajo, en base a un conjunto de características identificadas durante las tareas de campo, también se identifica a dicha discordancia en la base de este cuerpo. Estas características son:

- La superficie basal del cuerpo tabular es una importante superficie de erosión e insición de los depósitos subyacentes.
- A lo largo de los perfiles, solo se identificaron trazas de raíces en las fangolitas rojas que están inmediatamente por debajo de dicho cuerpo. Esto evidencia menor profundidad del flujo y exposición.

- Estos sedimentos psefíticos cortan a lo largo de todo el area de estudio a diferentes depósitos, tanto fangolíticos como psamíticos.
- Las paleocorrientes determinadas a partir de la imbricación de los clastos tienen una dirección preferencial al oeste-sudoeste, contrastando ampliamente con los depósitos subyacentes.

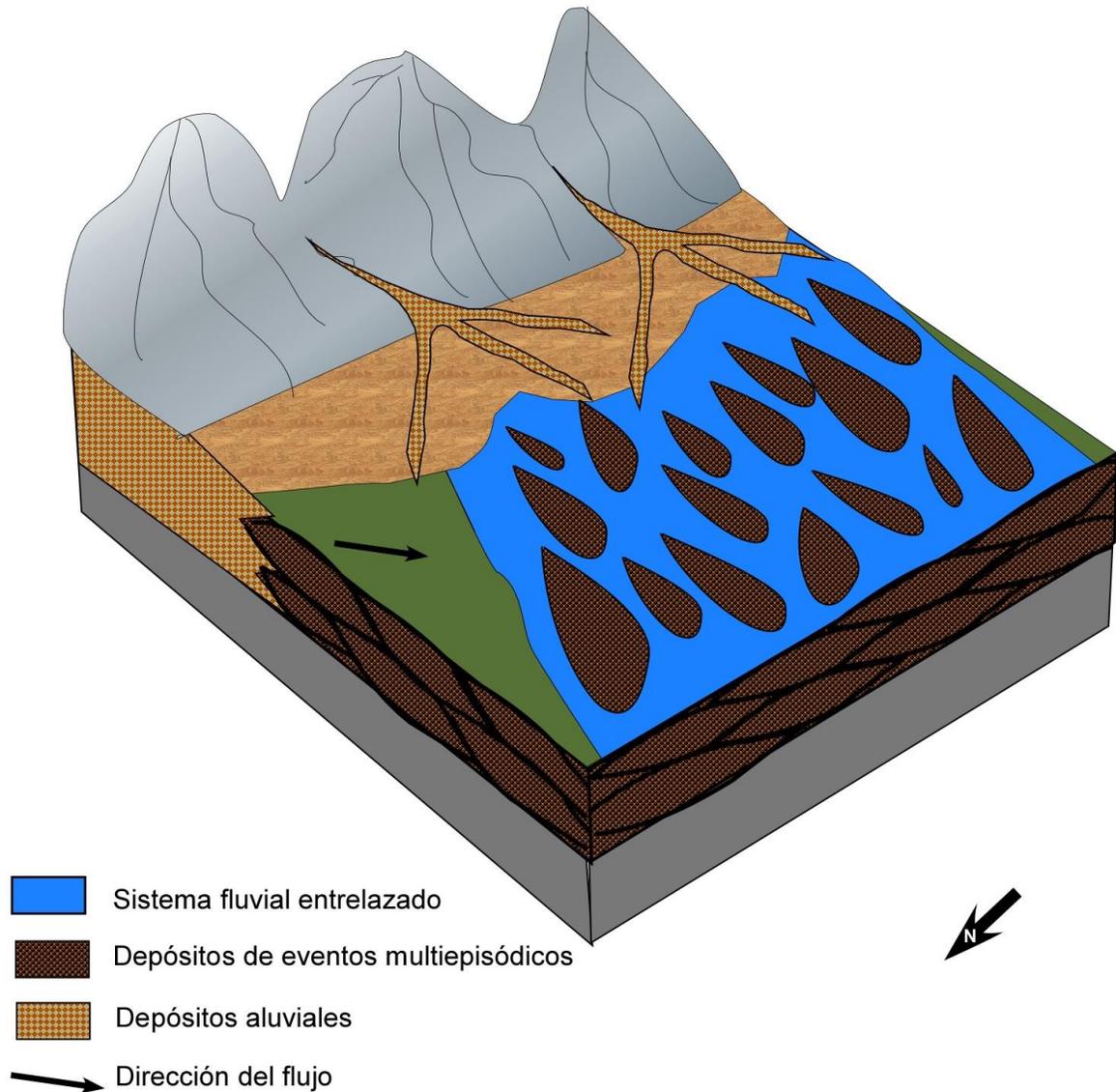


Figura 51. Modelo depositacional de la sección 5.

8 DISCUSIÓN

8.1 Límites y asignación estratigráfica

8.1.1 Límite inferior

El contacto basal es un cuerpo de arenisca que se extiende lateralmente a lo largo de toda el área de estudio correspondiente a la Fm. Lajas.

Autores como Leanza y Hugo (1997), en la hoja geológica de Picún Leufú indican que la Fm. Challacó, sucede gradualmente a la unidad subyacente, y definen a las primeras apariciones de capas rojas como el inicio litoestratigráfico de dicha unidad. Sin embargo, otros autores (Freije *et al.*, 2002), proponen que esta formación se dispone discordantemente sobre la unidad infrayacente, con evidencias de una importante truncación en base a sus estudios en el área de Quebrada del Sapo.

Veiga (1998), diferencia dos sectores con características particulares para las distintas zonas donde aflora la Fm. Challacó, los cuales se han estudiado independientemente. De esta forma quedan definidos dos sectores principales de afloramientos, denominados oriental y occidental.

En el sector oriental que abarca localidades conocidas como Cerro Granito, Cerro Lotena y Rincón del Águila, el límite basal de dicha unidad inicia con depósitos conglomerádicos que se encuentran separados de las facies de la Fm. Lajas por una importante superficie de discontinuidad, que hacía el extremo oriental de los afloramientos (Cerro Granito) se hace más evidente.

El sector occidental comprende a un conjunto de afloramientos ubicados en el flanco sur del anticlinal de Picún Leufú y su prolongación hacia el sur en la Sierra de Chacaico. En este caso, el contacto basal con la unidad infrayacente es neto en la porción más septentrional. Sin embargo, hacia la parte más austral el contacto entre estas dos unidades resulta transicional, registrándose depósitos continentales entre las facies marinas de la Fm. Lajas.

En este trabajo, restringido a un área muy reducida, en los afloramientos del flanco sur del anticlinal mencionado anteriormente, se define el inicio de la unidad de interés mediante un contacto neto con los depósitos subyacentes a partir de la presencia de pelitas grises con bancos arenosos lenticulares, que contrasta fuertemente con la subyacente Fm. Lajas predominantemente arenosa y con presencia de fauna de invertebrados marinos.

Este abrupto cambio, aunque todavía sin presencia de pelitas rojas, marca según la interpretación propuesta en este trabajo, el inicio de los depósitos continentales de la Fm. Challacó.

8.1.2 Límite superior

Muchos autores como (Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990; Leanza y Hugo 1997; Zavala 1996a, b), para la región de Picún Leufú proponen que la Fm. Challacó está cubierta en discordancia por la Fm. Lotena, producto de los movimientos Intracalovianos, en donde apoyan depósitos conglomerádicos cuya base es erosiva y con gran distribución regional.

Veiga (1998), observó en el sector al que él denomina oriental, que por encima de esta unidad apoya en discordancia la Fm. Vaca Muerta del Titoniano, que comienza con un nivel carbonático.

En el sector occidental, determinó que por encima de la Fm. Challacó, aparecen facies de margas con restos de invertebrados marinos del Caloviano medio a superior, pertenecientes a la Fm. Lotena. Ya que ha considerado a los conglomerados que aparecen inmediatamente por debajo de esas margas como parte de la Fm. Challacó, debido a que en su trabajo no ha identificado una discordancia tectónica (producto de los Movimientos Intracalovianos como fue originalmente descrito por los autores mencionados anteriormente) y a que éstos tienen un origen fluvial al igual que los depósitos infrayacentes.

Garrido y Parent (2013) en base a su estudio en el área del anticlinal de Picún Leufú, reconocieron dentro de la sucesión sedimentaria atribuida a la Fm. Lotena (sensu Leanza 1990, Leanza y Hugo 1997) en la misma área, dos unidades litoestratigráficas. La relación de contacto entre ellas, está delineada a través de una superficie de discontinuidad de gran extensión regional, proponiendo el nombre de Fm. Mutrucó para designar a los antiguamente denominados “conglomerados basales” de la Fm. Lotena.

En este trabajo se optó por segregar a estos depósitos conglomerádicos de la Fm. Challacó e incluirlos en la Fm. Lotena, en función de los siguientes argumentos:

- La granulometría de los depósitos y el ambiente deposicional contrasta significativamente con lo que se observó en las secciones precedentes. Dichos conglomerados poseen una composición de sus clastos enormemente heterogénea.
- Estas sedimentitas se apoyan sobre una importante superficie de erosión e incisión de los depósitos subyacentes.
- Los depósitos fangolíticos rojizos que se encuentran debajo de estos sedimentos psefíticos, solo presentan abundantes evidencias de marcas de raíces hacia el tope. La presencia de estas marcas de raíces evidencia una menor profundidad del flujo y/o exposición.
- Este cuerpo tabular a lo largo de su gran extensión lateral, corta a diferentes depósitos, tanto fangolíticos (Fig. 52 A) como psamíticos (Fig. 52 B y C) marcando la relevancia de la superficie de erosión ya mencionada.

- Las paleocorrientes determinadas a partir de la imbricación de los clastos tienen una dirección preferencial al O-SO, contrastando ampliamente con los depósitos subyacentes.

Las consideraciones aquí expuestas se resumen en la tabla 3.

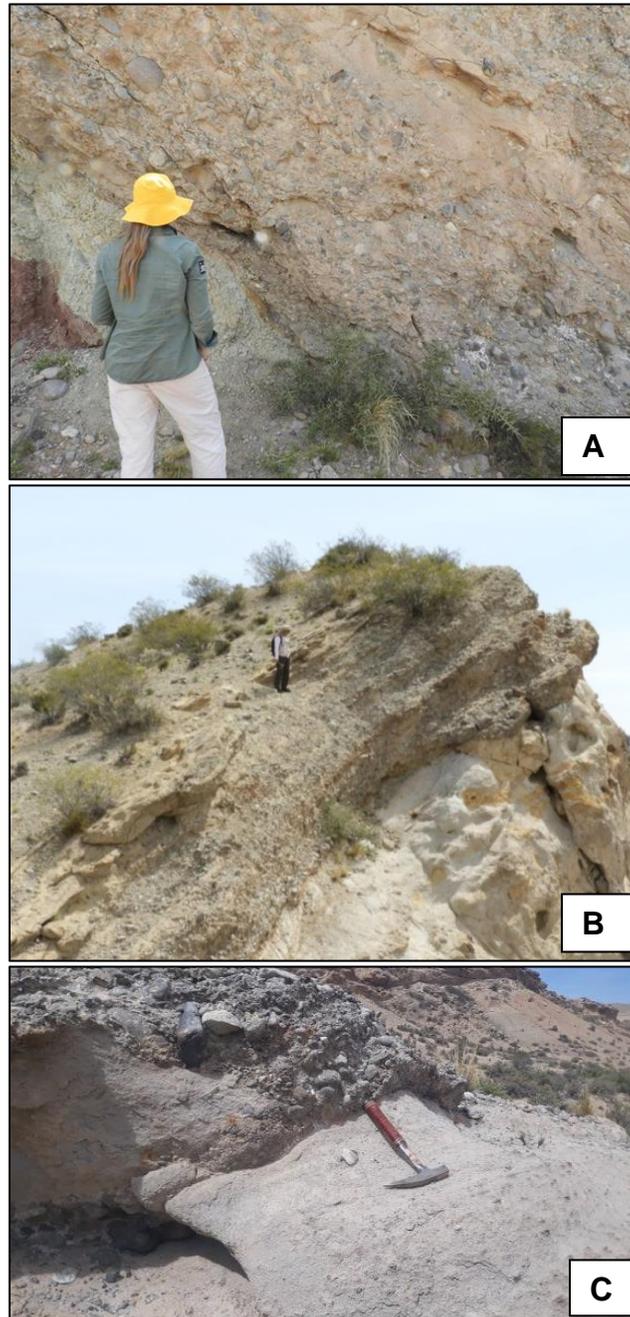


Figura 52. A- Depósito conglomerádicos cortando fangolitas verdes y rojizas subyacentes. B y C- Conglomerado corta areniscas infrayacentes.

	Veiga (2002)	(1998, Zavala y Freije (2002)	Garrido Parent (2013)	y Este (2019)	trabajo
Conglomerados (sección 5)	Fm. Challacó	Fm. Lotena	Fm. Mutrucó	Fm. Lotena (sección 5)	

Tabla 3. Denominación litoestratigráfica por distintos autores para el cuerpo tabular de la sección 5 de este trabajo.

8.1.3 Asignación estratigráfica

Zavala y Freije (2002), reconocen en la zona de Bosque Petrificado (Anticlinal Cerro Lotena), que sobre depósitos conglomerádicos que están en una posición casi vertical, correspondientes a la Fm. Lajas se disponen en discordancia angular 40 m de conglomerados y pelitas rojas de la Fm. “Challacó” (Zavala & González, 2001), los que a su vez son sucedidos en discordancia angular por pelitas y margas de plataforma de la Fm. Vaca Muerta, las que buzan suavemente hacia el sur.

La unidad de pelitas rojas asignadas a la Formación “Challacó” (Fig. 53), corresponden a la secuencia JC7 de Zavala (1993), y han sido denominadas de esta manera por Zavala & González (2001), para diferenciarla de facies isópicas pertenecientes a la verdadera Fm. Challacó (esta última perteneciente al Grupo Cuyo). En este trabajo los autores proponen denominar a esta unidad como Fm. Bosque Petrificado. Más hacia el oeste, en la zona de Cerro Lotena, se observan similares relaciones de contacto, pudiéndose reconocer claramente al menos dos etapas de ascenso, exposición subaérea y erosión, ubicadas por debajo de las formaciones Bosque Petrificado y Vaca Muerta respectivamente.



Figura 53. Carta cronoestratigráfica para el Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina. Se indican los hiatus erosivos y no-deposicionales (Modificada de Zavala y Freije, 2002).

En el área del Anticlinal de Picún Leufú, sobre los depósitos de la Fm. Lajas se disponen en contacto neto pelitas negras y rojas con intercalaciones de niveles

lenticulares gruesos correspondientes a la Fm. Challacó (De Ferrariís 1947, Gulisano *et al.*, 1984). Sin embargo, Zavala y Freije (2002), modifican el esquema estratigráfico más clásico enunciado precedentemente. Dividen a la Fm. Challacó (secuencias JC6 y JC7 de Zavala 1993, 1996), en dos unidades litoestratigráficas donde se interpreta a la unidad superior, la cual se inicia con un conglomerado medio a grueso con gran continuidad lateral y paleocorrientes desde el noroeste, pertenecientes al Grupo Lotena (sección 5 de ese trabajo), correspondiendo a la Fm. Bosque Petrificado (Fig. 54). De esta manera la Discordancia Intracaloviana se ubicaría por debajo de dicho nivel conglomerádico.

Sin embargo, no hay posibilidad de establecer continuidad de los depósitos entre la zona de Bosque Petrificado y el anticlinal de Picún Leufú. Además los depósitos que subyacen a esta unidad en las dos zonas son completamente distintos. En el área de Bosque Petrificado es un conglomerado con clastos muy gruesos, muy proximales, y lo que subyace en la zona del anticlinal son fangolitas rojas (sección 2). Esto marca un contraste muy grande y no hay posibilidad de correlación y si bien estos autores (Zavala y Freije, 2002) opinan de que esta sección quizás podría corresponder al inicio de la Fm. Bosque petrificado, el contraste de facies que existe entre el lugar donde fue definida esta unidad y el lugar de este trabajo es amplio, de manera que simplemente esa denominación litoestratigráfica no fue usada en este trabajo.

Las paleocorrientes interpretadas en este trabajo, en el cuerpo tabular extenso (sección 3), que Zavala y Freije (2002), reconocen como la base de la Fm. Bosque Petrificado, difieren de las medidas realizadas por dichos autores, habiendo determinado una dirección preferencial hacia el O-NO (este trabajo), con proveniencia de un área sobreelevada en el SE (probablemente el Macizo Norpatagónico).

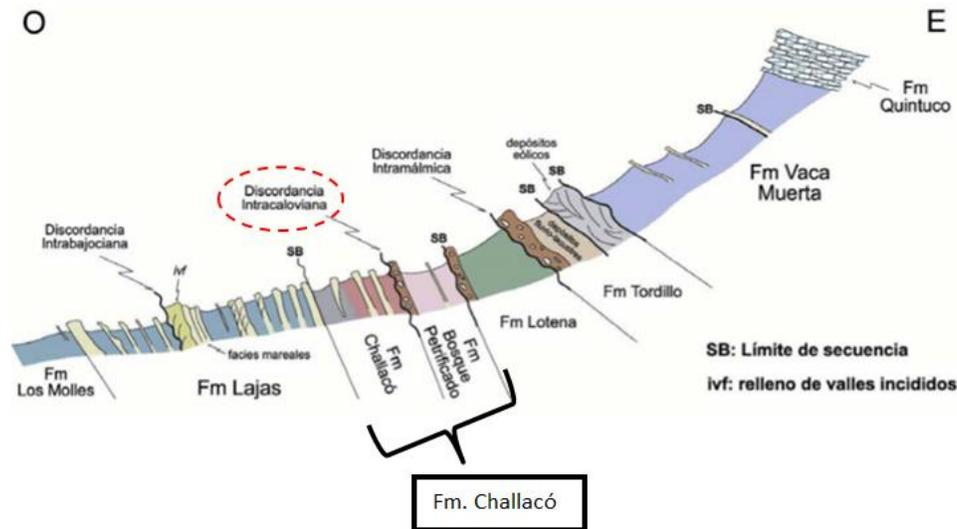


Figura 54. Esquema estratigráfico (parcial) de las unidades aflorantes en el área del puente de la ruta 40 sobre el Arroyo Picún Leufú (Modificado de Zavala, 2004)

Zavala y González (2001), indican que la Fm. Challacó, no constituiría una sucesión continental genéticamente equivalente de las areniscas marinas de plataforma presentes en la Sierra de la Vaca Muerta asignadas a la Fm. Lajas, a raíz de que reconocen movimientos verticales en la Dorsal de Huíncul y Sierra de la Vaca Muerta, por lo que dicha actividad tectónica temprana habría interpuesto una barrera física, limitando los aportes sedimentarios desde el sur (Macizo Nordpatagónico). Consecuentemente, dicha formación constituiría una unidad acumulada en un medio lacustre a marino salobre desarrollado en la subcuenca Picún Leufú, y parcialmente desconectado del sector norte de la Cuenca Neuquina.

En este trabajo no se han reconocido facies lacustres que confirmen esta hipótesis, además las mediciones de las paleocorrientes mencionadas en el párrafo precedente, permiten inferir que la Fm. Challacó mantiene sentidos semejantes a los depósitos de la Fm. Lajas.

Las consideraciones expuestas en este apartado se resumen en la tabla 4.

	Leanza y Hugo (1997)	Zavala (1993, 1996)	Zavala y González (2001)	Zavala y Freije (2002)	Veiga (1998, 2002)	Este trabajo (2019)
Unidad de estudio	Fm. Challacó	JC7	Fm. "Challacó"	Fm. Bosque Petrificado	Fm. Challacó	Fm. Challacó (Secciones 1, 2, 3 y 4)
		JC6	Fm. Challacó	Fm. Challacó		

Tabla 4. Denominación litoestratigráfica de diferentes autores para los depósitos continentales que culminan con el Ciclo Cuyano.

9 CONCLUSIONES

La Fm. Challacó (Bajociano tardío- Caloviano temprano) analizada en los afloramientos del flanco sur del Anticlinal de Picún Leufú, en las inmediaciones al este del arroyo homónimo, ha sido interpretada en el área de estudio (0,324 km²), como una sucesión continental, con depósitos exclusivamente fluviales.

Con la información extraída de los perfiles estratigráficos y su posterior correlación se pudieron reconocer 13 litofacies y 9 elementos arquitecturales.

En base a todas las interpretaciones se definieron 5 secciones que muestran la evolución paleoambiental de los depósitos del área de estudio. Para cada una de estas etapas, se reconstruyeron los diseños fluviales que las caracterizan, a partir de la disposición de los elementos arquitecturales que los componen.

La sucesión sedimentaria comienza con depósitos correspondientes a la sección 1, caracterizada por un sistema fluvial sinuoso de carga mixta. Los paleocanales exhiben hasta 100 m de longitud y no superan los 7 m de espesor. La planicie de inundación tiene una gran cantidad de componentes vegetales que contribuyen a su coloración predominantemente grisácea. Esta característica sumada a las dimensiones y granulometría de los canales, permiten inferir condiciones húmedas que generan un mayor volumen de descarga de sedimentos. El estilo sinuoso responde a un sector distal o de muy baja pendiente, donde la tectónica no es tan influyente en la sedimentación, siendo esta última regulada principalmente por factores climáticos, que en este caso permitieron un gran aporte de agua al sistema.

La sección 2, caracteriza un sistema fluvial de cauces efímeros, constituido por cuerpos arenosos con geometrías lenticulares, que se distribuyen aleatoriamente dentro de la planicie de inundación compuesta por los depósitos de fangolitas rojas de mayor potencia de toda el área de estudio. Dicha coloración de los depósitos finos que señala procesos de oxidación, sumado a proporciones y dimensiones menores de los cuerpos arenosos con respecto a los cuerpos identificados en la sección 1, señalan condiciones de sedimentación más áridas y de menor descarga de sedimentos. Aquí también, el factor principal regulador de la sedimentación es el clima.

La tercera sección identificada, muestra un abrupto contraste de energía con las secciones precedentes, señalando un cambio en el sistema deposicional, con la instauración de un sistema fluvial entrelazado de alta energía constituido mayormente por sedimentos gruesos. Dicha sección se constituye por canales que presentan un arreglo multiepisódico y conforman un cuerpo tabular de gran continuidad lateral que excede el área analizada. La instauración de ese sistema habría resultado de una reactivación en el área de la Dorsal de Huincul, produciendo un aumento de la pendiente del perfil del río y un mayor volumen de descarga de materiales, posiblemente provenientes de algún área sobreelevada localizada al sur (paleocorrientes hacia norte-noroeste). La etapa siguiente (sección 4), muestra una restitución del sistema fluvial sinuoso como sucede en la

sección basal pero en una situación más proximal, producto de la calma tectónica luego de ese episodio de reactivación que generó ese cambio abrupto en el ambiente. Dicha sección está caracterizada por cuerpos areno-gravosos inmersos en una planicie de inundación compuesta por fangolitas rojas y verdes.

Finalmente, para la sección 5 se definió un sistema de abanicos aluviales que se asocia a un sistema entrelazado de carga principalmente gravosa. Esta sección se compone por lóbulos gravosos proximales y barras gravosas que conforman un cuerpo tabular de gran extensión y continuidad regional pero de escaso y variable espesor.

En base a diferentes argumentos ya mencionados a lo largo del trabajo, el modelo de acumulación de dicha sección es la respuesta a una reactivación tectónica considerablemente mayor respecto a la identificada en la sección 3 y que altera el diseño de las paleocorrientes.

En el presente trabajo, se optó por mantener a los depósitos de la sección 5 dentro de la Fm. Lotena como fue propuesto por diferentes autores (Dellapé et al., 1979, Gulisano et al., 1984, Leanza et al., 2003), en base a los siguientes criterios:

- La superficie basal del cuerpo tabular es una importante superficie de erosión e incisión de los depósitos subyacentes.
- A lo largo de los perfiles, solo se identificó marcas de raíces en las fangolitas rojas que están inmediatamente por debajo de dicho cuerpo. Esto evidencia menor profundidad del flujo y exposición.
- Este cuerpo corta a lo largo de todo el área de estudio depósitos tanto fangolíticos como psamíticos.
- Las paleocorrientes determinadas a partir de la imbricación de los clastos tienen una dirección preferencial al O-SO, contrastando ampliamente con los depósitos subyacentes.

10 BIBLIOGRAFÍA

- ARREGUI, C.; CARBONE, O. y LEANZA, H., 2011a. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J. C. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino (3): 29-36. Neuquén.
- ARREGUI, C., CARBONE, O. y MARTÍNEZ, R. 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Argentino (8): 77- 89. Neuquén.
- CATUNEANU, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Department of Earth and Atmospheric Sciences. University of Alberta Edmonton. Alberta, Canadá.
- DELLAPÉ, D. A., PANDO, G. A., ULIANA, M. A. y MUSACCHIO, E. A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507. Buenos Aires.
- DELLAPÉ, D.A., MOMBRÚ, C., PANDO, G.A, RICCARDI, A.C., ULINA, M.A. y WESTERMANN, G.E.G. 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehué y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Obra del Centenario del Museo de La Plata 5: 81-105.
- DIGREGORIO, R.E., GULISANO, C.A., GUTIÉRREZ PLEIMLING, A.R. y MINNITI, S.A. 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. Noveno Congreso Geológico Argentino, S.C. Bariloche. Actas 2: 147-162.
- DOMÍNGUEZ, E. 1989. Posición estratigráfica y mineralógica de las capas arcillosas de la Formación Challacó (Jurásico) en el Rincón del Águila. Provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista 43 (3): 343-355.
- FREIJE, H., AZÚA, G., GONZÁLEZ., PONCE, J.J. y ZAVALA, C. 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. 17pp.
- GARCÍA MORABITO, E. 2010. Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad de Buenos Aires. 296 pp
- GARRIDO, C. y PARENT, H. 2013. Estratigrafía y fauna de amonites de los depósitos “Lotenianos” (Caloviano Medio-Oxfordiano Inferior?) del Anticlinal

de Picún Leufú, Cuenca Neuquina, Subcuenca Picún Leufú, Argentina. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología 83: 35-68. Rosario, 27-12-2013. ISSN 1666-115X.

- GÓMEZ OMIL, R., GIORGETTI, M. y BORGHI, P. 2017. El Grupo Cuyo en la Cuenca Neuquina (Engolfamiento y Dorsal de Huincul). Modelo sedimentario y sistema petrolero. XX Congreso Geológico Argentino. San Miguel de Tucumán, Argentina. Relatorio: 59- 64.
- GÓMEZ OMIL, R., SCHMITHALTER J, CANGINI, A., ALABARIÑO, N. y CORSI, A. 2002. El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huincul, Consideraciones estratigráficas, tectónicas y petroleras, Cuenca Neuquina. 6º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas en CD ROM. Mar del Plata.
- GULISANO C.A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. Actas del Octavo Congreso Geológico Argentino 3: 553-577.
- GULISANO, C.A., GUTIÉRREZ-PLEIMLING, A.R. y DIGREGORIO, R.E. 1984a. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino 1: 239-259.
- GULISANO, C.A. y GUTIERREZ-PLEIMLING, A.R. 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2: 1-111. Buenos Aires.
- HARMS, J.C. 1979. Primary Sedimentary Structures. Revista Earth Planet. Sci. 7: 227-48.
- LEANZA, H.A y HUGO, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969- III – Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 218: 1-135. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálicos en la comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista 45 (3-4): 272-299.
- LEANZA, H.A., REPOL, D., ESCOSTEGUY, L. y SALVARREDY-ARANGURE, M. 2003. Estratigrafía del Mesozoico en la comarca de Fortín 1º de Mayo, Cuenca Neuquina suroccidental, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas - Geología 1: 1- 22.
- LEGARRETA, L. y GULISANO, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: G. Chebli y L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Xº Congreso Geológico Argentino. Serie Correlación Geológica 6: 221-243. Buenos Aires.

- LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50(4): 111-131.
- MIALL, A.D, 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Sci. Rev 22: 261-308.
- MIALL, A.D, 2014. Fluvial Depositional Systems. Springer Geology. Toronto, Canadá.
- MOSQUERA, A. y RAMOS, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay S. & Ramos, V. (Eds.): Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat), Geological Society of America, Special Paper 407: 97-123.
- ORCHUELA, I.A., PLOSKIEWICZ, J.V. y VIÑEZ, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada “Dorsal Neuquina”. Actas del Octavo Congreso Geológico Argentino 3: 281-293.
- PAOLA, C., HELLERT, P.L. y ANGEVINET, C.L. 1992. The large- scale dynamics of grine- size variation in alluvial basins, 1: Theory. Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455; Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming, Laramie WY 82071, USA.
- PLOSKIEWICZ, J.V. ORCHUELA, I.A., VAILLARD, J.C. y VIÑEZ, R. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de la Falla de Huincul. Estructuras asociadas, Provincia del Neuquén. Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino 2: 163-169.
- PONCE, J.J., CARMONA, N. y MONTAGNA, A.O. 2018. Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas: descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo. 1ª edición para el alumno. Fundación de YPF. Ciudad Autónoma de Buenos Aires. 166pp.
- RAMOS, V.A. y FOLGUERA, A. 2005. Los Andes Australes: una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el norte de Neuquén. 6º Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas en CD ROM. Mar del Plata.
- 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.

- SILVESTRO, J. y ZUBIRI, M. 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la dorsal neuquina (39°S) – Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (1): 49– 64.
- ULIANA, M. A. y LEGARRETA, L. 1993. Hydrocarbon habitat in a Triassic to Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. Journal of Petroleum Geology 16 (4): 397-420. Londres.
- VEIGA, G. D. 1998. Estratigrafía secuencial en series continentales: Aplicación a los depósitos de la Fm. Challacó, Jurásico de la Cuenca Neuquina Austral, República Argentina. Revista de Sociedad Geológica de España, 11 (1-2): 95-109.
- VEIGA, G. D. 2000. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. 231pp.
- VEIGA, G. D. 2002. Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio en el sector austral de la Cuenca Neuquina, República Argentina. Revista de Asociación Argentina de Sedimentología, 9 (1): 83-108.
- VERGANI, G. D. 2005. Control estructural de la sedimentación Jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina. Modelo de falla lístrica rampa– plano, invertida. Boletín de informaciones Petroleras Agosto P: 3 –44.
- VERGANI, G. D., TANKARD, A.J., BELOTTI, H.J., WELSINK, H.J., 1995. Evolución tectónica y paleogeografica de la Cuenca Neuquina, Argentina. American Society of Petroleum Geologists, Memoria 62, 383–402
- ZAVALA, C., H. 2004. Guía de Campo. Curso de campo intensivo sobre sedimentología predictiva. 133pp. Zapala.
- ZAVALA, C.A. 1992.Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina suroccidental. I.G.C. Project 322. First Field First Field Conference, Boletín 1: 42-45. La Plata.
- ZAVALA, C.A. 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico Medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral (inédito). Universidad Nacional del Sur. 268 pp. Bahía Blanca.
- ZAVALA, C. y FREIJE, H. 2002. Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huincul. Un ejemplo del área de Picún Leufú. Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, 29 de Octubre a 2 de Noviembre de 2002. Actas CD, 14pp.



- ZAVALA, C. y GONZÁLEZ, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, año XVII, N° 65: 40-54.