



FaIn·UNCo
Facultad de Ingeniería

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

**CARACTERIZACIÓN DE FORMACIÓN TORDILLO A
PARTIR DE DATOS DE POZO EN ÁREA ANTICLINAL
CAMPAMENTO**

Alumno: Dominguez, Juan Ignacio

Legajo: ING – 7227

D.N.I: 41306901

Director: Lic. Carlos Arregui

Co-Director: Ggo. Diego Lenge

Lic. José Gatica

Neuquén, junio del 2024

1. RESUMEN

La investigación se enfoca en caracterizar la Formación Tordillo, conforme a la definición de Groeber (1946). Esta unidad, en el área analizada, está compuesta principalmente por sedimentitas arenosas, estratigráficamente ubicadas entre arcilitas y calizas arcillosas de la Formación Barda Negra del Oxfordiano, y cubiertas por pelitas y margas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano) (Digregorio y Uliana, 1980), con una edad asignada al Kimmeridgiano (Maretto et al., 2002a). El enfoque adoptado integra múltiples fuentes de datos, incluyendo datos de pozo (perfilajes) y testigos corona, con el objetivo principal de desarrollar una correlación de la Formación Tordillo entre varios puntos de control para exponer variaciones verticales y laterales de facies y subambientes de deposición dentro de la unidad de interés.

El estudio inicia con la carga y procesamiento de los datos en Petrel, seguido por la recolección y análisis detallado de los perfiles de pozo. La integración de pozos llave de estos datos permite una correlación precisa de la demás unidad reservorio, enfocándose especialmente en las variaciones de propiedades petrofísicas observadas en los perfiles (porosidad) y registros de pozo (perfil rayos gamma, resistividad). Estas variaciones son esenciales para correlacionar estructuras sedimentarias observadas en muestra de corona (facies) con las litofacies definidas a través de la caracterización del entorno sedimentario y la interpretación de los factores alogénicos actuantes, para identificar niveles áridos y húmedos alternantes vinculados estrechamente con la posición de la paleotabla freática durante su depositación en este sector de la cuenca.

Esta metodología facilita la asociación de cada facies con procesos geológicos probables, seguido de la conexión de asociaciones de facies con elementos arquitecturales específicos. Esto permite comprender la distribución de litofacies, la arquitectura estratigráfica y las heterogeneidades presentes.

Finalmente, la contribución principal de este trabajo reside en la generación de un modelo de deposición que represente la distribución de todos los elementos arquitecturales descritos, además de colaborar con investigaciones similares de esta unidad en otras áreas de la cuenca, contribuyendo así a la comprensión de los procesos geológicos implicados y sus aplicaciones prácticas en la exploración y explotación de recursos naturales, como los hidrocarburos.

Palabras claves: *Formación Tordillo, sedimentitas arenosas, asociación de facies, elementos arquitecturales, datos de pozo, correlación.*

2. ABSTRACT

The research focuses on characterizing the Tordillo Formation, according to Groeber's definition (1946). This unit, in the analyzed area, is mainly composed of sandy sediments, stratigraphically situated between shales and clayey limestones of the Barda Negra Formation (Oxfordian) and overlain by shales and marls of the Vaca Muerta Formation (Tithonian) (Digregorio y Uliana, 1980), assigned to the Kimmeridgian age (Maretto et al., 2002a). The adopted approach integrates multiple data sources, including well data (well logs) and core samples, with the main objective of developing a correlation of the Tordillo Formation across several control points to propose tridimensional variations in facies and depositional subenvironments (dry/wet) within the unit of interest.

The study starts with data loading and processing in Petrel, followed by the collection and detailed analysis of well log profiles. Integration of this data allows for precise correlation of the reservoir unit, focusing particularly on variations in petrophysical properties observed in the profiles (porosity) and well logs (gamma ray, resistivity logs). These variations (facies) are essential for correlating lithofacies defined by the interpretation of sedimentary structures observed in core samples with the depositional environment and acting allogenic factors, primarily climate, to identify arid and wet levels closely linked with the groundwater table position at that specific moment in this sector of the basin.

This methodology facilitates the association of each facies with probable geological processes, followed by connecting facies associations with specific architectural elements. This allows for understanding lithofacies distribution, stratigraphic architecture, and present heterogeneities.

Finally, the main contribution of this work lies in generating a depositional model representing the distribution of the described architectural elements, as well as collaborating with similar investigations of this unit in other areas of the basin, thereby contributing to the understanding of the involved geological processes and their practical applications in the exploration and development of natural resources, such as hydrocarbons.

Keywords: *Tordillo Formation, sandy sedimentites, facies asociacion, architectural elements, well data, correlation.*

3. AGRADECIMIENTOS

Al Estado Nacional por brindarme educación pública, gratuita y de calidad a través de la Universidad Nacional del Comahue.

A mis padres, abuelos, hermanos por su acompañamiento durante toda mi vida, y durante el trayecto académico.

A mi director y co-director, por todo el tiempo dedicado a despejar dudas, siendo pacientes y comprensivos. Agradezco su dedicación, profesionalismo, predisposición y acompañamiento en el desarrollo de todo el trabajo.

A todos mis amigos que conocí gracias a estudiar esta carrera, sin dudas fueron muy importantes durante todo el proceso.

A cada uno de los profesores de las diferentes asignaturas que fueron parte de mi formación profesional.

INDICE

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. RESUMEN | I |
| 2. ABSTRACT | II |
| 3. AGRADECIMIENTOS | III |
| 4. INTRODUCCIÓN | 6 |
| 4.1. Objetivos generales | 6 |
| 4.2. Objetivos específicos | 6 |
| 4.3. Fundamentos | 7 |
| 4.4. Ubicación del área de estudio | 8 |
| 5. MARCO GEOLÓGICO | 11 |
| 5.1. Cuenca Neuquina | 11 |
| 5.2. Dorsal de Huincul | 16 |
| 6. ESTRATIGRAFÍA | 20 |
| 6.1. Grupo Mendoza | 20 |
| 6.2. Grupo Mendoza Inferior | 22 |
| 6.2.1. Formación Tordillo | 23 |
| 6.2.2. Formación Vaca Muerta | 25 |
| 6.2.3. Formación Quintuco | 25 |
| 6.3. Estratigrafía del Grupo Mendoza Inferior en área de estudio | 26 |
| 6.3.1. Yacimiento Estación Ramon Castro (ERC) – Anticlinal Campamento | 29 |
| 7. FUNDAMENTOS PERFILES ELÉCTRICOS | 34 |
| 7.1. Perfiles de registro de pozo | 34 |
| 7.1.1. Perfil de rayos gamma (GR) | 34 |
| 7.1.2. Potencial espontáneo (SP) | 35 |
| 7.1.3. Perfil de densidad | 36 |
| 7.1.4. Caliper (CALI) y Bit size (BIT) | 38 |
| 7.1.5. Registros de resistividad | 38 |
| 7.1.6. Perfil acústico o sónico | 39 |
| 8. METODOLOGÍA DE TRABAJO | 40 |
| 8.1. Tareas de gabinete | 40 |
| 8.1.1. Obtención de datos | 40 |
| 8.1.2. Procesamiento de datos | 41 |
| 8.1.3. Caracterización de los datos utilizados | 42 |
| 8.1.4. Calibración de electrofacies con datos de corona | 43 |
| 9. ANÁLISIS DE FACIES EN CORONAS Y PERFILES ELECTRICOS | 44 |

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 9.1. Introducción | 44 |
| 9.2. Análisis de facies sedimentarias | 48 |
| 9.2.1. <i>Facies eólicas</i> | 48 |
| 9.2.2. <i>Facies fluviales</i> | 57 |
| 9.3. Asociación de facies y elementos arquitecturales..... | 65 |
| 9.3.1. <i>Introducción</i> | 65 |
| 9.3.2. <i>Elementos Arquitecturales y asociación de facies</i> | 66 |
| 9.4. Análisis de perfiles eléctricos | 72 |
| 9.4.1. <i>Introducción</i> | 72 |
| 9.4.2. <i>Calibración de perfiles</i> | 74 |
| 10. MODELO DEPOSITACIONAL Y EVOLUCIÓN | 83 |
| 10.1. <i>Introducción</i> | 83 |
| 10.2. <i>Evolución paleoambiental y modelo depositacional</i> | 83 |
| 11. RESULTADOS Y DISCUSIONES | 86 |
| 11.1. <i>Introducción</i> | 86 |
| 11.2. <i>Análisis de resultados de Formación Tordillo en Anticlinal Campamento</i> | 87 |
| 11.3. <i>Análisis de resultados en flanco sur del Anticlinal Picún Leufú</i> | 94 |
| 12. CONCLUSIONES | 97 |
| 12.1. <i>Recomendaciones</i> | 98 |
| 13. BIBLIOGRAFÍA | 100 |
| 14. ANEXOS | 108 |

4. INTRODUCCIÓN

4.1. Objetivos generales

El objetivo general de este trabajo final es caracterizar las variaciones litológicas y de facies en el intervalo de profundidades que corresponde a la Formación Tordillo. Esto se llevará a cabo utilizando datos de pozo obtenidos de diversos puntos de control ubicados en el bloque Anticlinal Campamento. El propósito de esta investigación es generar correlaciones entre los distintos puntos de control para mejorar la comprensión de las propiedades de la roca, incluyendo la diversidad y continuidad de facies. Además, se pretende utilizar esta información para realizar un modelado que permita reconstruir el proceso de deposición de los sedimentos que componen esta unidad. Es importante destacar que esta formación representa uno de los reservorios convencionales más importantes de la Cuenca Neuquina, lo que otorga relevancia y aplicabilidad a los resultados obtenidos en este estudio.

4.2. Objetivos específicos

En relación con el objetivo general planteado, se analizará de manera detallada la información disponible en cada punto de control, esto comprende descripción de *cutting*, coronas, perfiles eléctricos para la unidad de interés. De esta forma, los objetivos específicos son los siguientes:

- Recopilación y análisis de datos: este objetivo implica la recopilación y análisis de datos geológicos referidos a la formación en diversos sectores de la Cuenca Neuquina. Esto incluye adquirir datos de afloramiento proveniente de publicaciones, registros de pozo (perfil de resistividad, rayos gamma, densidad, sísmico). Además de la adquisición de otros datos proveniente de cálculos, como información de porosidad y permeabilidad.
- Analizar en detalle la información de subsuelo (registro de pozo) existente por medio de la utilización de Petrel como *software* de interpretación.
- Caracterización sedimentológica y estratigráfica: este objetivo se enfoca en una descripción detallada y un análisis de los sedimentos que conforman la Formación Tordillo. Esto incluye identificación de texturas, estructuras sedimentarias y caracterización de paleoambientes presentes, lo que permite una comprensión más completa de su evolución.

- Análisis de facies y ambientes de depositación: aquí se busca identificar y clasificar las diferentes litofacies e electrofacies presentes, así como comprender los ambientes de depositación en los que se formaron.
- Integración de toda la información para generar un modelo tridimensional de correlación: Este objetivo implica la integración de todos los datos recopilados en los objetivos anteriores. Se busca generar una correlación regional en dirección norte – sur que permita comprender la distribución de facies y cambios estratigráficos en la Formación Tordillo a lo largo del sitio de estudio. Esta correlación regional será esencial para el mayor entendimiento de la formación y su potencial exploratorio en otros diferentes sectores de la cuenca.

4.3. Fundamentos

A lo largo de los años, los estudios de la Cuenca Neuquina han mantenido su relevancia debido al interés predominante en la exploración de hidrocarburos. Por lo tanto, existe un interés continuo por investigar las unidades geológicas con potencial para actuar como roca reservorio de estos recursos. En este contexto, la Formación Tordillo, originalmente definida por Groeber (1946), se encuentra en posición suprayacente con respecto a los depósitos del Grupo Lotena, marcando su contacto mediante la discordancia Intramálmica, también conocida como Araucánica. Por encima de la misma, se hallan las margas bituminosas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano), lo que sugiere una edad kimmeridgiana para esta unidad, correspondiente al Jurásico Superior (Herrero Ducloux, 1944; Peroni et al., 1984).

A lo largo de la cuenca, se ha registrado una marcada variabilidad en las facies y espesores que conforman la Formación Tordillo, lo que ha conducido a la identificación de tres depocentros que difieren entre sí (Spalletti y Veiga, 2007). Dicha diversidad estratigráfica constituye el enfoque principal del presente estudio, que se dedica a analizar la amplia gama de facies y espesores pertenecientes a esta unidad geológica de origen continental en el bloque Anticlinal Campamento ([Fig. 1](#)). En forma general las secciones inferiores muestran predominio de facies de carácter fluvial, mientras que las superiores son de origen eólico predominantemente (López et al., 2005).

Por todo lo mencionado, el propósito de este trabajo final de licenciatura es la generación de correlaciones a partir de observaciones realizadas en diversos puntos de control, específicamente pozos, ubicados en la zona de estudio. Para lograr este objetivo, se utilizarán datos de subsuelo que incluyen perfiles de rayos gamma, sísmico, resistividad y

neutrónico. Además, se usarán datos de propiedades petrofísicas, como porosidad y permeabilidad, así como datos litológicos obtenidos de descripciones de recortes de terreno (*cutting*) y testigos corona.

4.4. Ubicación del área de estudio

La zona de estudio corresponde al bloque Anticlinal Campamento, con una superficie de 325 km². Dicho bloque se ubica en la porción centro-sur de la Cuenca Neuquina, aproximadamente a 40 km al oeste de la ciudad de Cutral – C , provincia de Neuquén ([Fig.1](#)).

Para este estudio, se dispuso de información proveniente de diez pozos verticales operados por la empresa *Oilstone S.A.* Los pozos P1, P2, P3, P4, P6 y P7 están localizados en el sector oeste del área, a una distancia equidistante inferior a los 2 kilómetros entre sí, como se ilustra en la Fig. 2. En dichos pozos, se identificó la base de la Formación Tordillo a profundidades que oscilan entre 1227 y 1333 mbbp, con un espesor promedio de aproximadamente 54 metros. Se destaca que el pozo P7 alcanza la mayor profundidad en esta unidad (1226 mbbp), mientras que el pozo P1 se ubica como el punto más somero (1180 mbbp) ([Tabla IX](#)).

Por otro lado, en los pozos ubicados en el centro y norte del yacimiento (P5, P8, P9 y P10), la base de la unidad de interés se encuentra a profundidades que varían entre 1227 y 1618 mbbp, con un espesor promedio de 64 metros. Es importante mencionar que en estos sectores del área de estudio se encuentran puntos de control P8 y P9, ubicados en un campo denominado Estación Ramon Castro (ERC) ([Fig. 2](#)).

En el bloque Anticlinal Campamento, se pueden encontrar datos específicos sobre su producción actual de hidrocarburos. Según la información disponible en el Capítulo IV de la Secretaría de Energía de la Nación, para el primer trimestre (enero – marzo) de 2024, la producción de petróleo en este yacimiento se sitúa en torno a los 8,601 m³ por día. En paralelo, la producción de gas natural es más elevada, alcanzando aproximadamente 136 miles de m³ por día (Secretaría de Energía de la Nación, 2024).

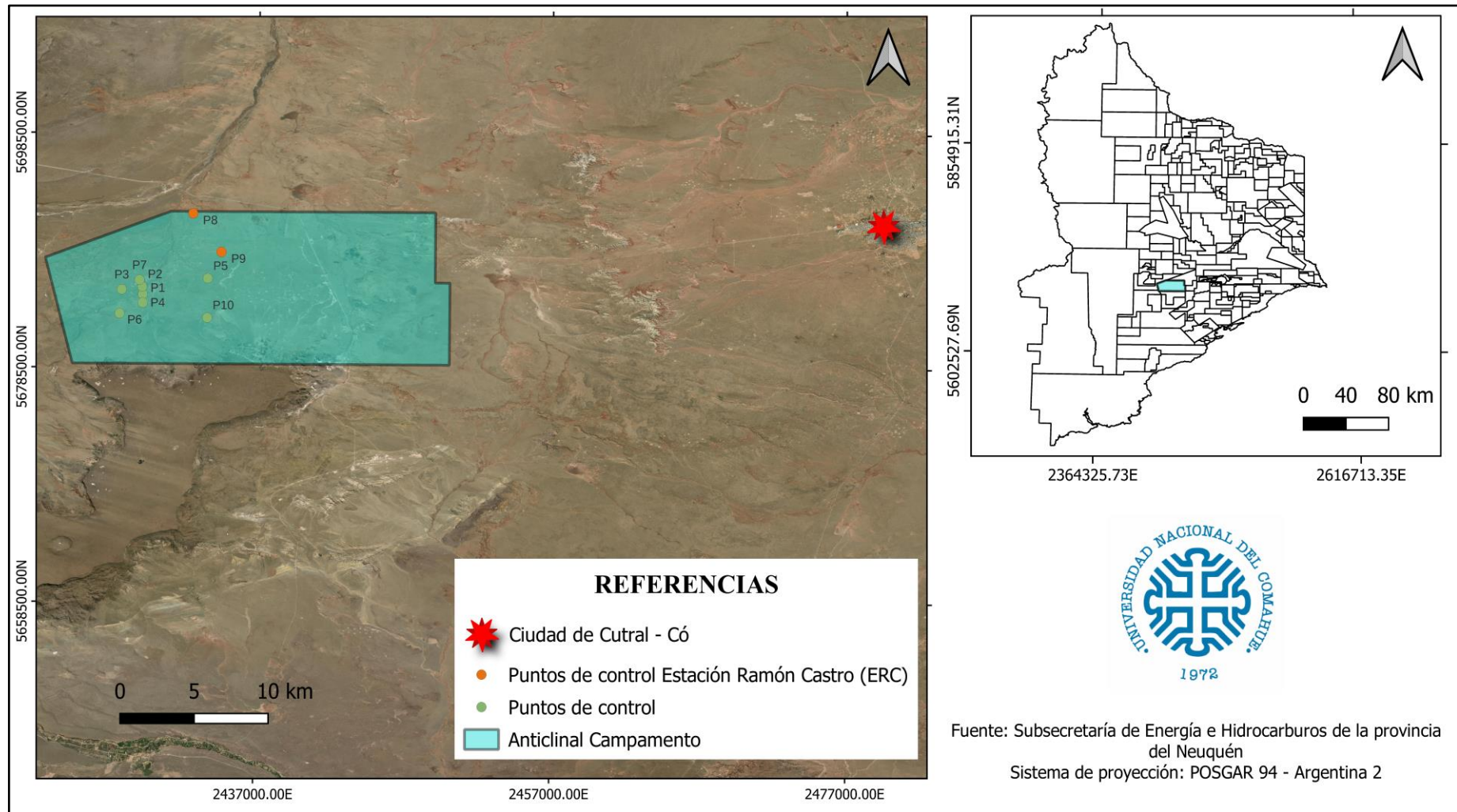


Figura 1. Ubicación de área de estudio dentro de la provincia.

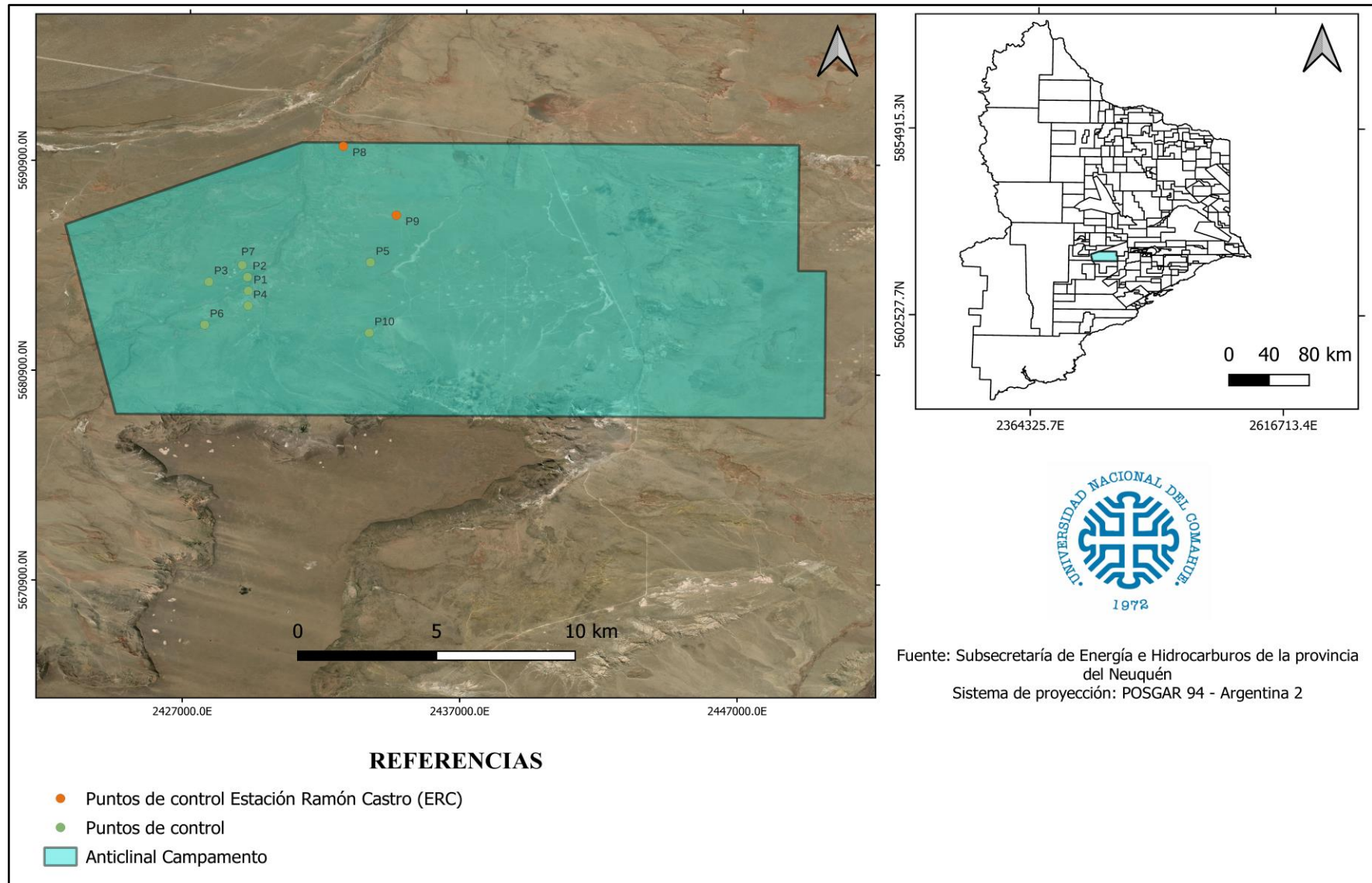


Figura 2. Ubicación de área de estudio dentro de la provincia.

5. MARCO GEOLÓGICO

5.1. Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina se encuentra ubicada en el centro-oeste de Argentina, entre los 34° y 41° de latitud sur y los 66° y 71° de longitud oeste, abarcando prácticamente la totalidad de la provincia del Neuquén, el sector occidental de las provincias de Río Negro, La Pampa y la porción suroccidental de la provincia de Mendoza (Fig. 3). Sus límites noreste y sudeste se caracterizan por ser de naturaleza cratónica, mientras que su extremo oeste se encuentra definida por una estructura de arco volcánico. En la actualidad, esta cuenca se considera como una cuenca de retroarco multiepisódica que se desarrolló en el margen occidental de Sudamérica a lo largo del período que abarca desde el Triásico hasta el Cenozoico (Ramos y Folguera, 2005; Ramos et al., 2008; Zavala y Ponce, 2011).

Esta cuenca abarca una extensa región de 115.000 km² y ha acumulado a lo largo de su historia más de 7.000 metros de espesor de secuencias mesozoicas que incluyen tanto materiales volcanoclásticos como sedimentarios de origen marino y continental. Dicha cuenca cuenta con una amplia cantidad de datos sísmicos y registros de pozos, recopilados a lo largo de más de un siglo de actividad en la industria petrolera, centrada principalmente en la exploración y producción de hidrocarburos. Contiene una importante cantidad de datos geofísicos, con más de 589.000 km de sísmica 2D, 26.600 kilómetros cuadrados de sísmica 3D recopilados. Además, se han perforado más de 10.000 pozos, que incluyen tanto pozos exploratorios como de producción. Esta abundancia de información posiciona a la provincia de Neuquén como una de las regiones más investigadas de la Argentina (Leanza, 2009).



Figura 3. Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina y regiones geológicas principales (Modificado de Vergani et al., 2011).

La configuración y evolución del relleno de esta cuenca se puede dividir en al menos tres etapas significativas, como se ilustra en la [Fig. 4](#). Durante la primera etapa, que abarca el Triásico Tardío - Jurásico Temprano, la cuenca estuvo asociada a un sistema de *rift* que dio lugar a la formación de grábenes, hemigrábenes y zonas de transferencia. Estas características definieron depocentros que, en esa fase, estaban desconectados entre sí (Mombrú y Uliana, 1978; Vergani et al., 1995). Estos depocentros se desarrollaron sobre depósitos neopaleozoicos y rocas volcanoclásticas del Pérmico y Triásico del Grupo Choiyoi, que posteriormente fueron rellenados por depósitos volcanoclásticos y epiclásticos agrupados informalmente bajo el nombre de Precuyo (o Grupo Precuyo) (Gulisano et al., 1984).

En la segunda etapa, que abarca desde el Jurásico Temprano hasta el Jurásico Tardío, se inició el desarrollo de un arco volcánico en la región occidental de Gondwana (Dalziel et al., 1987; Kay et al., 1989).

La Cuenca Neuquina experimentó una transformación hacia una cuenca de retroarco, una característica que mantuvo hasta el inicio del Cretácico Superior (Gr. Neuquén) que es la etapa *foreland*. Durante este período, la extensión dejó de estar relacionada con la actividad de fallas activas y comenzó a estar controlada por la subsidencia térmica generalizada (Turic et al., 1987). En esta fase, los depocentros previamente desconectados se unificaron en una cuenca de mayor escala, y las unidades geológicas adquirieron un carácter más regional. Las variaciones en el nivel del mar influyeron en la alternancia de secuencias sedimentarias marinas y continentales (Legarreta y Uliana, 1996). Durante el Jurásico Inferior bajo se produjo la primera ingesión marina (Gr. Cuyo Inferior) proveniente del oeste y luego de su máxima expansión en el Jurásico Inferior comenzó a retraerse dando lugar a una plataforma de relieve suave, con un aporte principal de sedimentos clásticos desde el sur y sudeste (Gr. Cuyo Superior).

A medida que avanzaba el Jurásico superior, las oscilaciones en las conexiones al mar llevaron a la deposición de rocas clásticas, carbonáticas y evaporíticas, que se conocen como el Grupo Lotena (Vergani et al., 2011).

Durante el Jurásico, específicamente en el Jurásico Inferior, comenzó a manifestarse la estructuración asociada a la Dorsal de Huincul (Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera, 2008; Pángaro et al., 2009). Esta deformación, en su mayoría de carácter compresivo, influyó en la erosión y sedimentación en las proximidades de esta dorsal desde el Jurásico Inferior en adelante. Posteriormente, algunas reactivaciones con un fuerte componente oblicuo dextral también controlaron las variaciones estratigráficas durante el Cretácico superior.

En la tercera etapa, que abarca desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Inferior alto, se observa una secuencia sedimentaria densa que incluye depósitos tanto marinos como continentales, representados por el Grupo Mendoza y el Grupo Bajada del Agrio. Durante este período, el desarrollo de los ciclos internos estuvo principalmente influenciado por las variaciones en el nivel del mar, aunque la actividad tectónica también desempeñó un papel secundario en este proceso (Gulisano et al., 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

Hacia el Cretácico Inferior alto, la cuenca experimentó un proceso de continentalización, marcado por la acumulación de depósitos del Grupo Neuquén, adquiriendo así características propias de una cuenca de antepaís (*foreland*). A partir de este punto, la cuenca perdió definitivamente su conexión con el Océano Pacífico y solo experimentó un breve episodio de inundación marina atlántica durante el Cretácico superior. Este evento condujo a la deposición de una extensa secuencia sedimentaria continental - marina, con más de 400 metros de espesor, conocida como el Grupo Malargüe (Rodríguez, 2011).

Durante el Cretácico superior y el Cenozoico, se registran episodios de deformación en el sector occidental de la cuenca, los cuales están relacionados con cambios intermitentes en el ángulo de subducción. Estos eventos también influyen en la posición del arco volcánico y, por lo tanto, en la distribución de los materiales volcánicos (Muñoz et al., 2000; Folguera et al., 2002; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce et al., 2006). En contraste, el sector oriental de la cuenca desempeña un papel diferente, actuando como receptor de depósitos de antepaís y como una zona de tránsito para los sedimentos.

En la actualidad, la deformación en la región andina se encuentra focalizada en el límite entre Argentina y Chile. Esta deformación se manifiesta tanto en zonas sometidas a compresión como en áreas donde se producen colapsos, dando lugar a depocentros aislados intramontanos, es decir dentro del entorno andino (Folguera et al., 2005 y 2006). En dirección hacia el este, la mayor parte del territorio que anteriormente formaba parte de la Cuenca Neuquina ahora está sujeto a procesos erosivos, como lo evidencia la zona de faja plegada del Agrio. Además, esta región actúa como un área de tránsito para los sedimentos (específicamente en el sector oriental de la cuenca), mientras que solo unos pocos bolsones persisten como zonas de deposición activas (Cristallini et al., 2009).

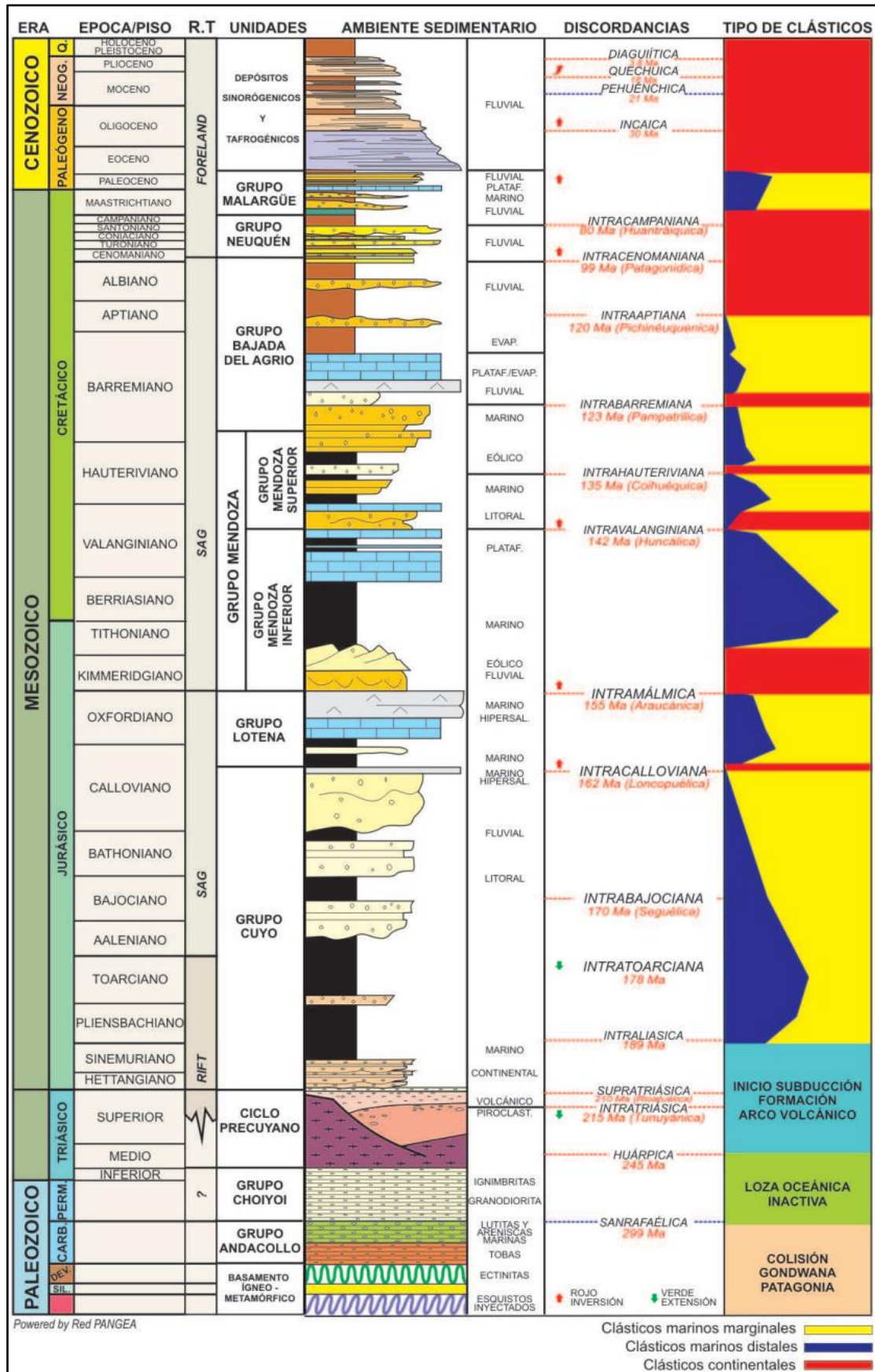


Figura 4. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Neuquina, mostrando la posición relativa de las unidades de orden mayor, el régimen tectónico (R.T), ambiente sedimentario, principales discordancias y tipo de clastos (Extraído de Arregui et al., 2011).

5.2. Dorsal de Huincul

La Dorsal de Huincul (de Ferrariis, 1947), constituye un cinturón de deformación intraplaca que se dispone de manera ortogonal al margen convergente del océano Pacífico (Mosquera et al., 2011). Este cinturón se forma a lo largo de la sutura que delimita la antigua Gondwana Occidental y el terreno de Patagonia. Su orientación principal es de este a oeste, cruzando perpendicularmente al sistema orogénico andino y extendiéndose desde la zona del cerro Chacaicó hasta la localidad de General Roca (Fig. 5.A y 5.B). La Dorsal Neuquina está caracterizada por una serie de estructuras con una marcada orientación este-oeste, que exhiben una asimetría pronunciada y una vergencia predominante hacia el sur (Pángaro et al., 2009).

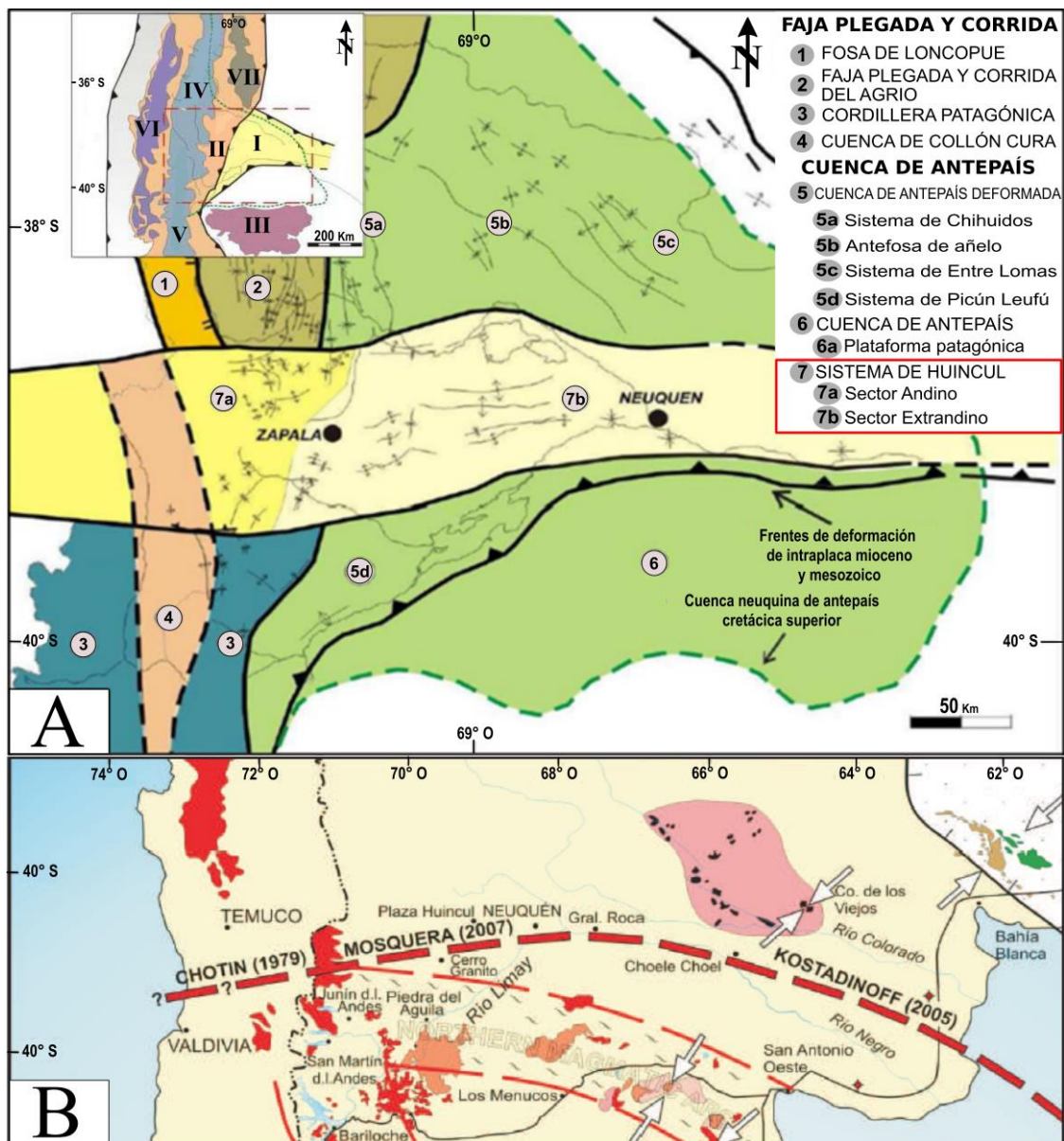


Figura 5. A) Mapa de ubicación y extensión de la Dorsal de Huincul dentro de las unidades morfoestructurales de la Cuenca Neuquina (I: Zona de deformación de Intraplaca; II: faja plegada y corrida del Agrio; III: macizo Norpatagónico; IV: Cordillera Principal; V: Cordillera Patagónica; VI: Cordillera de la Costa; VII: Sistema de San Rafael) (Modificado de Mosquera et al., 2011) B) Ubicación de la dorsal en el sector central y occidental del terreno de Patagonia (Modificado de Mosquera et al., 2011).

Por otra parte, esta estructura puede dividirse en cuatro sectores claramente distinguibles. En el sector occidental, prevalecen los lineamientos con una orientación predominante hacia el noreste. El sector oriental se caracteriza por la presencia de lineamientos de tipo transcurrente con una orientación principalmente noroeste. En el sector central, las estructuras predominantes se forman a través de procesos de inversión oblicua y presentan una orientación este-oeste. En el sector norte, las estructuras desarrolladas son exclusivamente de tipo transcurrente y se orientan hacia el noroeste (Fig. 6). La orientación particular de este rasgo tectónico ha sido tradicionalmente explicada mediante dos modelos estructurales: la inversión tectónica y la transcurrencia (Silvestro y Zubiri, 2008).

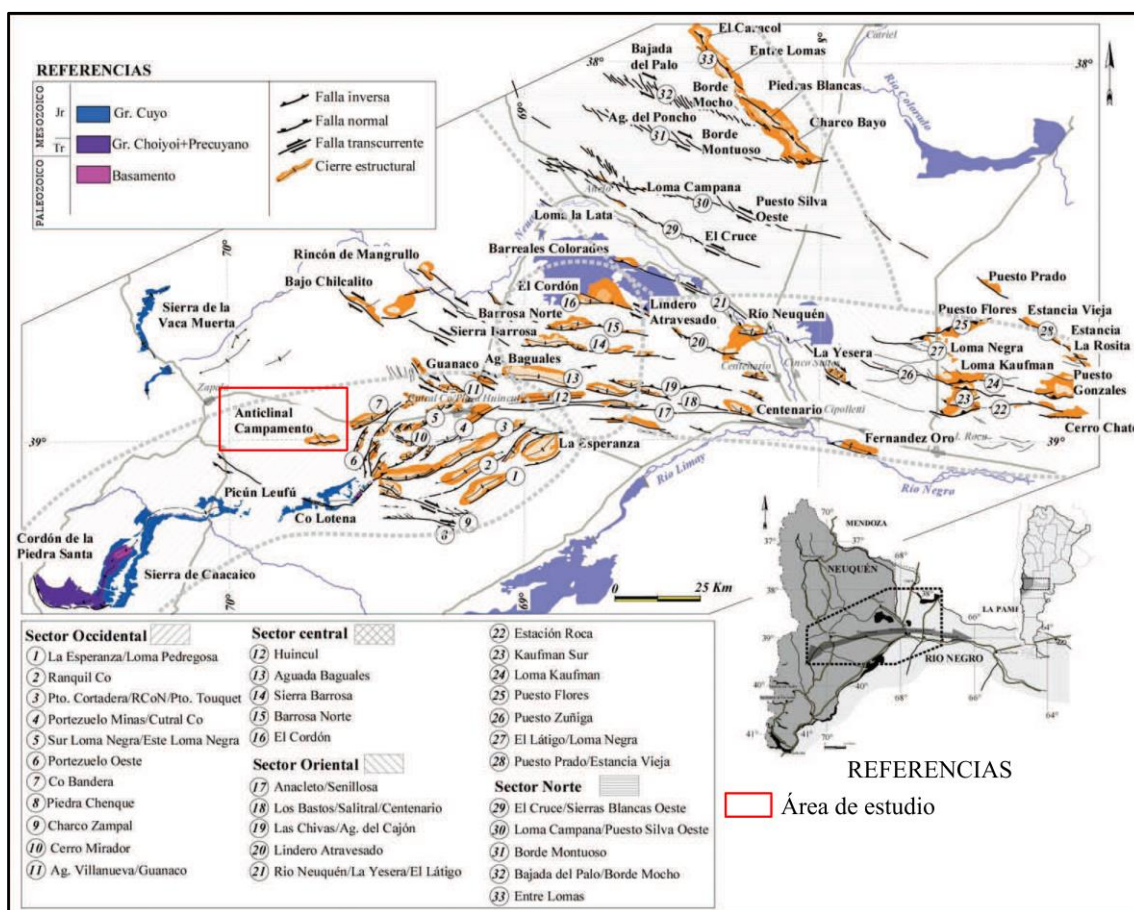


Figura 6. Lineamientos estructurales principales del subsuelo y afloramientos relacionados a la dorsal neuquina, en rojo ubicación del área de estudio (Modificado de Silvestro y Zubiri, 2008).

Las primeras interpretaciones estructurales de la Dorsal de Huincul se basaron en procesos de deformación compresiva y transcurrente como explicación para muchas de las estructuras presentes en esta área (Orchuela et al., 1981; Ploszkiewicz et al., 1984). Otros autores, propusieron una evolución estructural relacionada con la inversión de hemigrábenes triásicos. Su trabajo, basado en un detallado mapeo estructural y

estratigráfico, les permitió identificar dos sistemas de fallas principales asociados con las estructuras de inversión. El primero involucra fallas profundas que afectaron tanto el basamento como los estratos de la etapa *syn-rift*, donde las fallas preexistentes se reactivaron selectivamente durante el proceso de inversión, dependiendo de su longitud. El segundo sistema de fallas afectó los estratos *post-rift* y aquellos que no experimentaron inversión tectónica (Grimaldi y Dorobek, 2011).

La evolución tectónica de la Dorsal de Huincul ha sido influenciada por varios factores clave, que incluyen la naturaleza anisótropa del basamento, la dinámica del margen convergente sudamericano y la rotación del campo de esfuerzos. A lo largo de su historia, este cinturón tectónico ha experimentado episodios de deformación mesozoica que fueron en su mayoría de naturaleza compresiva y prácticamente continuos, además de dos reactivaciones durante el Paleógeno y Neógeno. Estos procesos tectónicos han desempeñado un papel fundamental en la deposición de los sedimentos que componen el margen sur de la Cuenca Neuquina. Además, se han identificado depósitos condensados en algunas de las formaciones sedimentarias asociadas a esta evolución (Silvestro y Zubiri, 2008 en Mosquera et al., 2011).

Dicho basamento anisótropo ha ejercido una influencia primordial en la orientación y en los patrones estructurales de la deformación. En este sentido, la sutura que marca el límite entre el terreno de Patagonia y otras placas circundantes constituye la anisotropía de mayor relevancia, ya que determinó tanto la ubicación como la orientación de la estructura. Además, esta sutura generó las condiciones propicias para el desarrollo de estructuras compresivas y depocentros extensionales, que funcionaron como zonas de debilidad reactivadas a lo largo de tiempos Mesozoicos y Cenozoicos. En relación con estos procesos, se han identificado tres eventos deformacionales significativos. El primero de ellos, denominado estadio Aluk (Toarciano - Valanginiano) (Fig. 7.A), se caracterizó por un extenso *rollback* positivo y la presencia de un vector de convergencia oblicuo, que se dirigía hacia el sureste y se situaba entre la antigua placa pacífica de Aluk y la placa Sudamericana (Mosquera et al., 2011).

El segundo evento de deformación, conocido como estadio Farallón (Fig. 7.B), tuvo lugar durante el Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano). Este evento se atribuye a una rotación antihoraria del campo de esfuerzos de oeste a este, lo que resultó en una deformación leve en la zona axial y occidental de la dorsal. Posteriormente, se observaron dos pulsos deformacionales durante el estadio Nazca, que corresponde a la era Cenozoica.

El primer pulso ocurrió en el Mioceno y se asoció con el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio (Zamora Balcarce et al., 2006 en Mosquera et al., 2011). El segundo pulso, de edad pliocena, se destacó por dar lugar al colapso extensional de las estructuras en el sector axial (Mosquera y Ramos, 2006 en Mosquera et al., 2011).

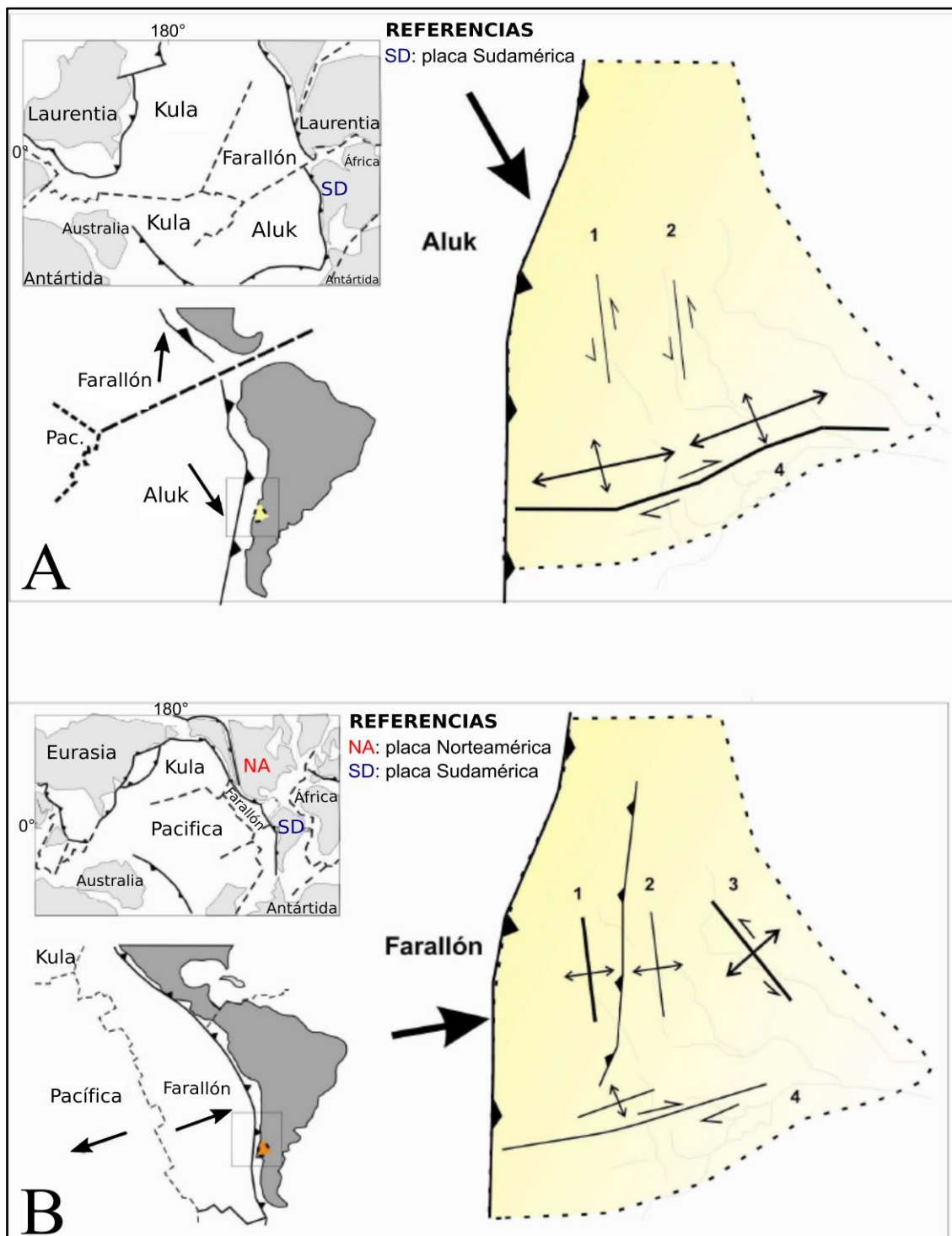


Figura 7. Esquema de la evolución del engolfamiento neuquino. **A)** En esta representación se muestran las estructuras activas que predominaron durante el período Pliensbachiano-Valanginiano (Modificado de Mosquera et al., 2011). **B)** En esta parte del esquema se destacan las estructuras desarrolladas durante el Cenomaniano, incluyendo la rotación del vector principal, que caracterizó el estadio Farallón. 1. faja plegada y corrida del Agrio, 2. Sistema de Chihuidos, 3. Sistema de Entre Lomas 4. Sistema de Huincul (Modificado de Mosquera et al., 2011).

6. ESTRATIGRAFÍA

6.1. Grupo Mendoza

El conjunto de sedimentitas atribuibles al Grupo Mendoza fue definido por Stipanovic et al. (1968) para reemplazar el término "Mendociano" propuesto previamente por Groeber (1946). Dichas rocas se componen por una sedimentación que inicia en el Kimmeridgiano *sensu stricto*, extendiéndose hasta el Barremiano inferior. Además, se encuentran en discordancia, por encima del Grupo Lotena (Calloviano Medio - Oxfordiano Tardío). Este último se compone de los sedimentos silicoclásticos que conforman la Formación Lotena, los carbonatos presentes en las Formaciones La Manga y Barda Negra que representan junto a las evaporitas correspondiente a la Formación Auquilco un ciclo transgresivo – regresivo (Arregui et al., 2011).

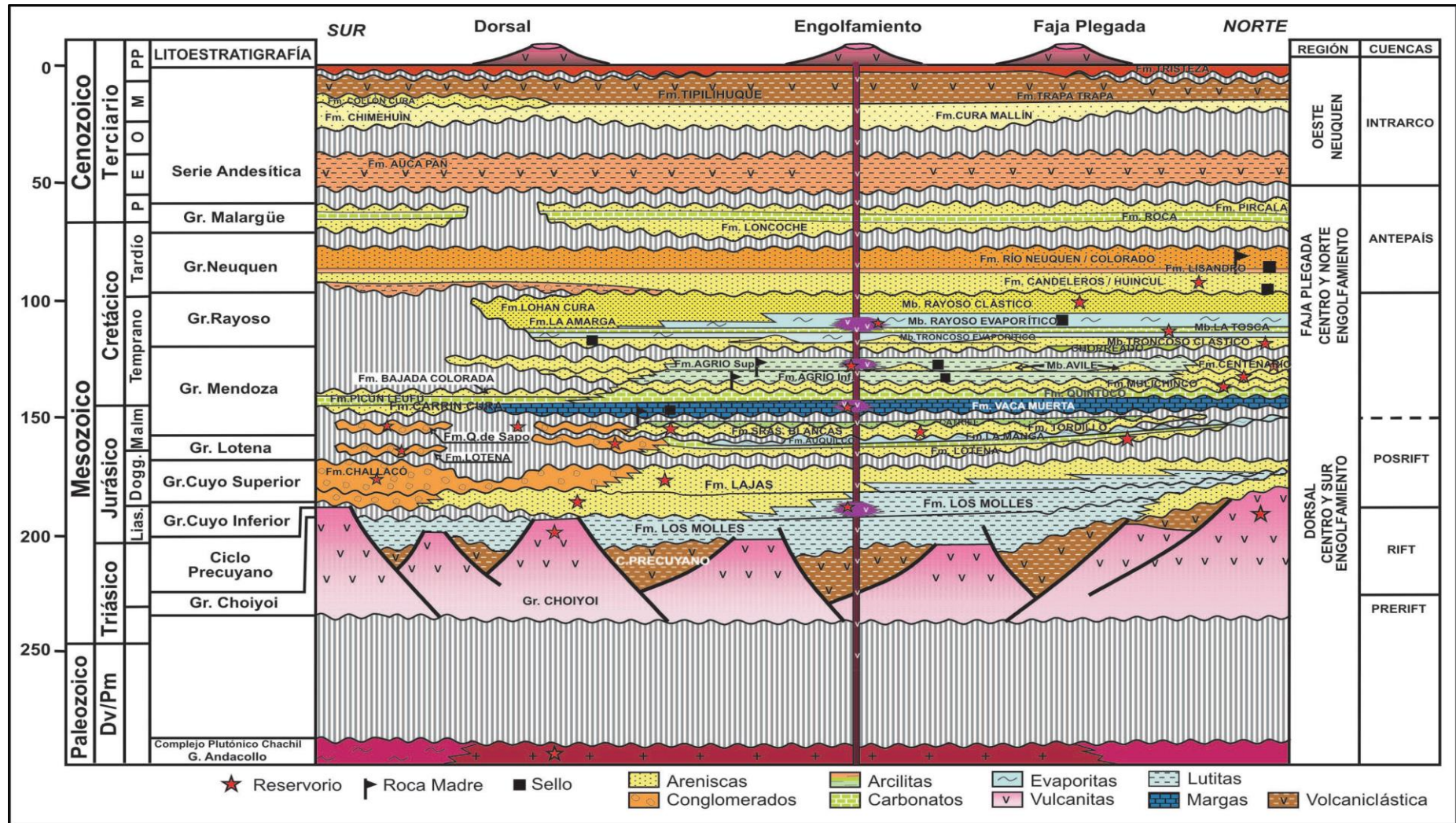


Figura 8. Cuadro tectoestratigráfico de la Cuenca Neuquina, con principales unidades litológicas, discontinuidades, rocas reservorio, rocas generadoras y rocas sello (Extraído de Vergani et al., 2011).

6.2. Grupo Mendoza Inferior

Legarreta y Gulisano (1989) tuvieron un impacto significativo en las definiciones estratigráficas posteriores, lo que llevó a la división del Mendociano en intervalos distintos. Estos intervalos, incluyeron lo siguiente: la Mesosecuencia Mendoza Inferior, que abarcaba la Formación Tordillo, la Mesosecuencia Mendoza Media, y la Mesosecuencia Mendoza Superior.

Posteriormente, hubo un amplio consenso en reconocer la Formación Tordillo como parte integral del Grupo Mendoza (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Vergani et al., 1995; Leanza y Hugo, 1997; Cruz et al., 1999; Leanza et al., 2001).

Las mesosecuencias de Legarreta y Gulisano (1989) se basaron en agrupaciones tectosedimentarias delimitadas por discordancias (Gulisano et al., 1984). Específicamente, la Mesosecuencia Mendoza Inferior estaba confinada entre las discordancias Intramálmica e Intravalanginiana (en la base de la Formación Mulichinco), la Mesosecuencia Mendoza Media entre esta y la discordancia Intrahauteriviana (en la base del Miembro Avilé), y finalmente, la Mesosecuencia Mendoza Superior entre esta discordancia y la que se encuentra en la base del Miembro Troncoso Inferior (Intraaptiana - Formación Huitrín). Estos criterios fueron adoptados por estratígrafos posteriores, lo que resultó en la división del Grupo Mendoza en tres secciones: Grupo Mendoza Inferior, Grupo Mendoza Medio y Grupo Mendoza Superior.

El Grupo Mendoza Inferior incluye las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Quintuco, junto con sus respectivas variaciones litoestratigráficas (Leanza et al., 2011) (Fig. 9). Estas unidades se encuentran en contacto de manera discordante con el Grupo Mendoza Superior, que corresponde al Valanginiano, a través de la discordancia Huncálica o Intravalanginiana, esta observación reafirma la observación de Stipanovic y Rodrigo (1970).



Figura 9. Cuadro estratigráfico del Grupo Mendoza Inferior, limitado por las discordancias Araucánica (o Intramálmica) y Huancálica (o Intravalanginiana) (ST: SISTEMAS) (Modificado de Leanza et al., 2011).

6.2.1. Formación Tordillo

La Formación Tordillo, en sus primeros registros, fue considerada originalmente como una unidad predominantemente continental de origen fluvial. A medida que se realizaron investigaciones más detalladas, se identificó su asociación con facies de abanicos aluviales en la región occidental, mientras que en el área del Engolfamiento Neuquino, se la describe principalmente como una formación de origen eólico (Maretto et al., 2002a). Esta formación está delimitada por la discordancia Intramálmica que la separa del Grupo Lotena subyacente y por las margas bituminosas que la sobreyacen de la Formación Vaca Muerta (Fig. 10).

El conjunto de sedimentos fluviales y eólicos exhibe una notable variabilidad en las facies a lo largo de la cuenca. Estas heterogeneidades han llevado a la definición de varias unidades litoestratigráficas, que incluyen las Formaciones Sierras Blancas y Catriel (Di Gregorio, 1972), Quebrada del Sapo (Parker, 1965) y Fortín 1° de Mayo (Gulisano et al., 1984). Dicha variedad permite pensar que el Kimeridgiano de la Cuenca Neuquina se caracteriza por la presencia de un espesor significativo de depósitos continentales. Estos depósitos se habrían acumulado en diversos ambientes y subambientes sedimentarios, destacándose entre ellos sistemas de abanicos aluviales, sistemas fluviales, sistemas lacustres y sistemas eólicos (Zavala et al., 2008). Esta diversidad de ambientes y subambientes sedimentarios se ha documentado en estudios previos realizados por Peroni

et al. (1984), Gulisiano (1988), Arregui (1993), Zavala et al. (2005), Spalletti y Colombo Piñol (2005).

| | Sector occidental | Engolfamiento Neuquino sectores E y NE | Engolfamiento Neuquino sector S, Dorsal de Huincul | Sector sudoccidental |
|---------------|---------------------------------------------|---------------------------------------------------|----------------------------------------------------|-----------------------|
| Tithoniano | Fm. Vaca Muerta | Fm. Vaca Muerta | Fm. Vaca Muerta | Fm. Vaca Muerta |
| Kimmeridgiano | Fm. Tordillo | Fm. Tordillo { Fm. Catriel Fm. Sierras Blancas | Fm. Tordillo | Fm. Quebrada del Sapo |
| Oxfordiano | Grupo Lotena Fm. Auquico Fm. La Manga | Grupo Lotena Fm. Auquico Fm. Barda Negra | Fm. Lotena | Fm. Fortín 1° de Mayo |
| Calloviano | Fm. Lotena | Fm. Lotena | Fm. Lotena | Fm. Lotena |

Figura 10. Denominaciones estratigráficas de las sedimentitas continentales kimmeridgianas en la Cuenca Neuquina y sus relaciones con unidades infra y suprayacentes (Extraído de Spalletti et al., 2011).

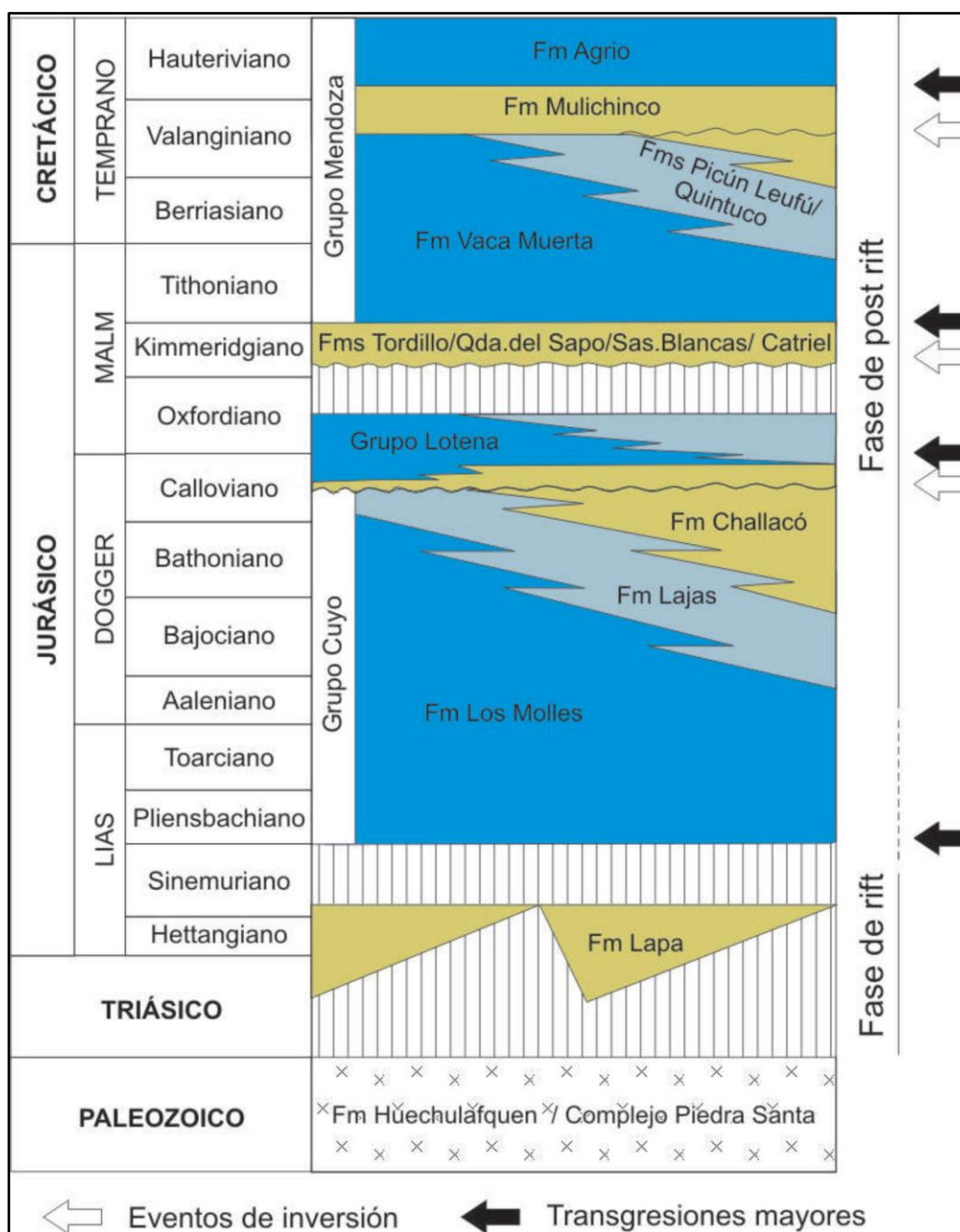


Figura 11. Columna estratigráfica general del Jurásico y Cretácico Temprano en la Cuenca Neuquina (Extraído de Spalletti et al., 2011).

6.2.2. Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta ha sido identificada por Weaver (1931) y se extiende a lo largo de un amplio rango de edades, desde el Tithoniano Temprano Tardío hasta el Valanginiano Temprano. En arroyo Picún Leufú, la Fm. Vaca Muerta es solo Jurásica y en el Cretácico temprano se desarrolla la Formación Bajada Colorada.

Posee excelentes exposiciones que se encuentran desde el arroyo Picún Leufú (en el sur de la cuenca) hasta la cuesta del Dorso de Chihuidos, en el sector sur-mendocino de la cubeta, con una muy bien estudiada zonación de *ammonites* (Leanza, 1973; Leanza y Wiedmann, 1989; Leanza et al., 2011). Dicha unidad se compone principalmente de pelitas negras, que presentan un alto contenido de materia orgánica. También incluye fangolitas, margas oscuras y calizas. En la parte inferior de la formación, se encuentran numerosos nódulos calcáreos que contienen amonoideos y restos de reptiles marinos. Además, entre las pelitas oscuras, a menudo se intercalan finas capas de cenizas volcánicas depositadas por caída.

La Formación Vaca Muerta se encuentra en posición concordante sobre la Formación Tordillo y muestra una transición gradual hacia arriba con los carbonatos de las Formaciones Quintuco y Picún Leufú en el centro sur de Neuquén (Leanza, 1973; Gulisano et al., 1984; Leanza et al., 2011). En áreas depocentrales, esta formación es cubierta de manera discordante, conocida como discordancia Huancálica (Leanza, 2009), por areniscas fluviales pertenecientes a la Formación Mulichinco.

6.2.3. Formación Quintuco

La Formación Quintuco según Weaver (1931), es definida como el conjunto de sedimentitas silicoclásticas y carbonáticas marinas que se acumularon en segmentos de *nearshore* durante el Berriasiano Tardío al Valanginiano Temprano. En la región de la Sierra de la Vaca Muerta, esta formación se superpone en concordancia a la Formación Vaca Muerta. En la región de la dorsal, el equivalente temporal de la Formación Quintuco corresponde a la Formación Bajada Colorada. Hacia el norte de la cuenca, se encuentra en contacto lateral con las pelitas de *offshore* de la Formación Vaca Muerta. Sin embargo, en las áreas ubicadas en el centro de cuenca, su registro está ausente.

En la industria petrolera, se ha utilizado el término "Formación Quintuco" para referirse a todas las sedimentitas que se encuentran por encima de la Formación Vaca Muerta. Esta denominación engloba una variedad de litologías que incluyen areniscas calcáreas, calizas oolíticas y micríticas, pelitas calcáreas, anhidritas y dolomías, como lo señalan

Leanza et al. (2009). Sin embargo, persiste un problema que genera una considerable falta de claridad, relacionado con la interpretación de este intervalo estratigráfico "Quintuco", que se ha utilizado con diversas acepciones tanto en la superficie como en el subsuelo.

6.3. Estratigrafía del Grupo Mendoza Inferior en área de estudio

En la zona de estudio, situada en las proximidades del área central de la morfoestructura denominada Dorsal de Huincul (Fig. 12), se puede observar que la Formación Tordillo está presente en casi la totalidad del área Anticlinal Campamento. Esta formación se apoya en un contacto discordante sobre arcilitas y calizas arcillosas de la Formación Barda Negra, y a su vez, es cubierta por pelitas y margas de la Formación Vaca Muerta (Digregorio y Uliana, 1980). En este bloque, la unidad muestra un límite de no deposición hacia el sur y hacia el este, donde se localiza el paleoalto de la Dorsal de Huincul. Los espesores máximos, en cambio, se encuentran hacia el norte de esta área considerada, así como hacia el oeste (Fig. 13) (López et al., 2005).

Complementando esta observación, de acuerdo con la propuesta presentada por Mutti et al. (1994), han interpretado que existe influencia de un arco magmático ubicado en la región occidental. Esta presencia ejerce un impacto significativo en la relación entre la cuenca y el mar abierto. En consecuencia, todos los depósitos que se encuentran por encima de los depósitos marinos, que culminan en evaporitas (Grupo Lotena), son considerados exclusivamente continentales, ya que la mayor parte del material clástico proviene de dicho arco volcánico desarrollado al oeste (Vergara et al., 1995; Charrier et al., 1996) y del levantamiento del Arco de Huincul hacia el sur. Esto contrasta sustancialmente con el relleno de los otros dos depocentros (suroccidental y oriental), que muestran en general un espesor más reducido. Estas diferencias podrían indicar que la acumulación en el depocentro del noroeste estuvo fuertemente influenciada por el arco magmático occidental, no sólo como una fuente principal de suministro clástico, sino también en la creación de acomodación relacionada con la subsidencia diferencial controlada por la carga de la cadena de arcos volcánicos (Spalletti y Veiga, 2007). Estos depósitos encuadran en un sistema de cortejo sedimentario caracterizado como "*Total Lowstand System Track*" (Mutti et al., 1994).

Por otro lado, las inundaciones marinas subsiguientes se caracterizan por su rapidez, careciendo de migración de facies. Durante este proceso, el mar logra alcanzar posiciones marginales de la cuenca sin ninguna transición apreciable y sin mostrar signos de traslape (*onlaps*) sobre los depósitos de nivel bajo (LST).

En investigaciones subsecuentes, Legarreta (2001 y 2002) profundiza en el análisis al introducir el concepto de que existieron al menos cuatro episodios distintos de “*Total Lowstand System Track*” en la cuenca, los cuales denomina como "eventos de desecación total". Estos eventos son seguidos por inundaciones episódicas y de corta duración.

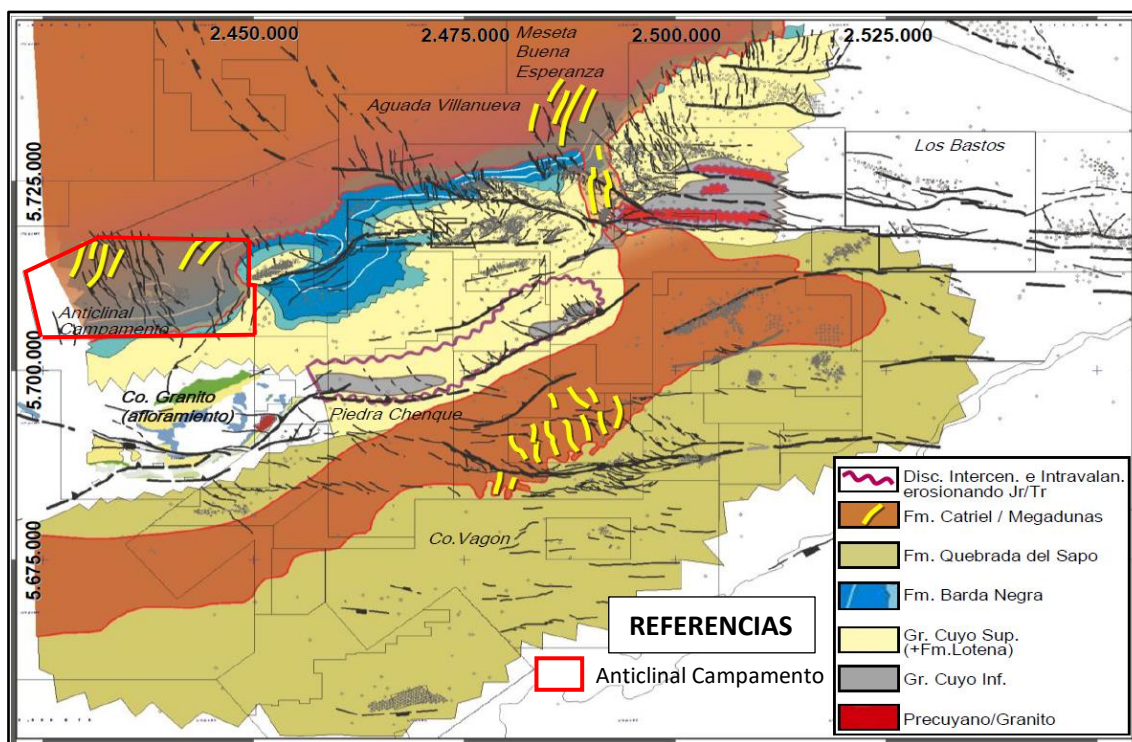


Figura 12. Mapa de subafloramientos previos a la inundación tithoniana, en rojo ubicación del área de estudio (Modificado de Cevallos, 2005).

Los eventos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior tienen una marcada expresión en las regiones al norte de la dorsal. Sin embargo, a medida que nos aproximamos a esta, las superficies que limitan estos eventos tienden a converger. Es relevante destacar que, durante el Kimmeridgiano, se produjo la supresión más significativa de la columna jurásica debido a la truncación de las formaciones Barda Negra, Lotena y Lajas a medida que nos acercamos a la estructura desde el norte. Este fenómeno está relacionado con la discordancia intramálmica, donde las unidades continentales que se depositaron después de este evento de erosión regional presentan una representación escasa en la Dorsal de Huincul, lo que acentúa la pérdida de la columna estratigráfica en esta área.

El relleno posterior a la discordancia corresponde a una secuencia continental asociada al levantamiento regional debido a la compresión/transpresión y a la regresión total del mar en la cuenca. Este relleno está incluido en la Formación Tordillo y se considera un "*Total Lowstand System Track*" según Mutti et al. (1994). La base de esta formación presenta una erosión clara en los paleoaltos jurásicos y erosiona de manera más leve hacia el centro

de la cuenca. En la región al norte de la dorsal, donde las cuencas hídricas eran más restringidas, se desarrollan facies fluviales efímeras, eólicas y de playa lacustre como se observa en el Miembro Rojo (Marchese, 1971). Los sistemas eólicos se expanden y forman secciones eólicas potentes, como la Formación Sierras Blancas en el Yacimiento Loma La Lata, en el sector oriental del engolfamiento. A su vez, en direcciones hacia el este, estas secciones eólicas tienden a interdigitarse y traslaparse con los depósitos fluvio/aluviales.

Durante la inundación tithoniana, se encontró una cuenca que estaba predominantemente ocupada por mares de arena. Estos mares de arena fueron cubiertos abruptamente por depósitos marinos de aguas profundas correspondientes a la Formación Vaca Muerta. Esta formación consta de aproximadamente 200 metros de espesor, compuestos por margas bituminosas y calizas, y representa la roca madre de mejor calidad y productividad en la cuenca (Villar et al., 1998; Legarreta et al., 1999). Posteriormente, sobre la Formación Vaca Muerta, se deposita la Formación Quintuco, que está compuesta en su mayoría por calizas. En conjunto, ambas formaciones logran alcanzar un espesor de 500 metros en algunos sectores. Hacia el sur, estas formaciones son afectadas por la discordancia intravalanginiana de hace 126 millones de años y, más al sur, por la discordancia intercenomaniana de hace 94 millones de años, hasta su eventual desaparición.

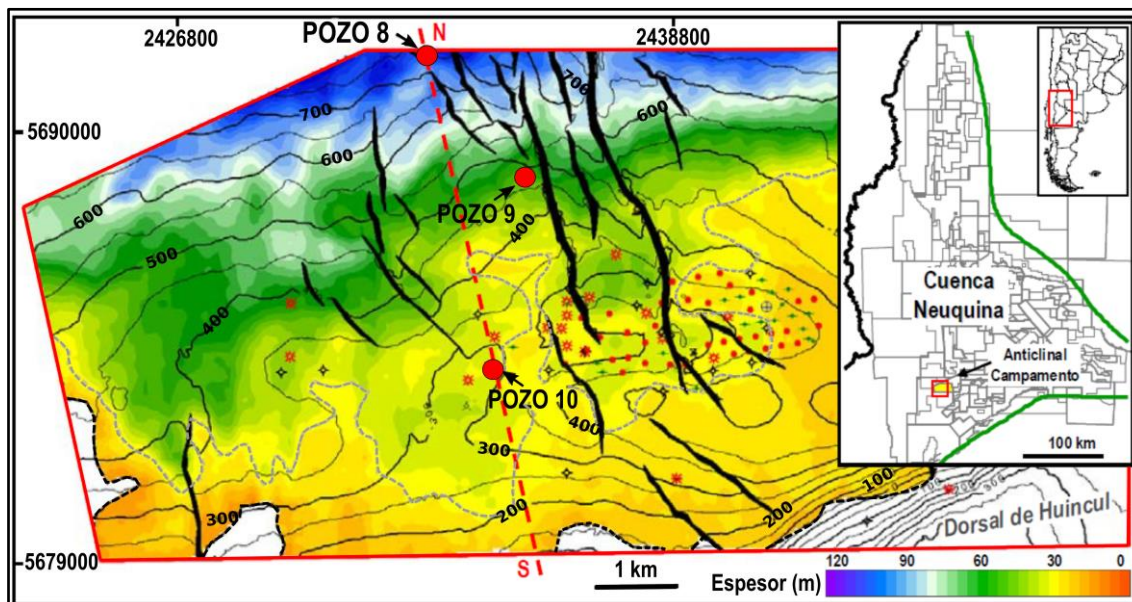


Figura 13. Mapa isopáquico de la Formación Tordillo en el centro – oeste del bloque Anticlinal Campamento, con ubicación de pozos 8, 9 y 10, para indicar variación del espesor de la unidad reservorio. Las líneas de trazo negro indican el pinchout de toda la unidad, mientras que los contornos estructurales indican profundidad al tope de la unidad (en metros bajo el nivel del mar) (Modificado de López et al. 2005).

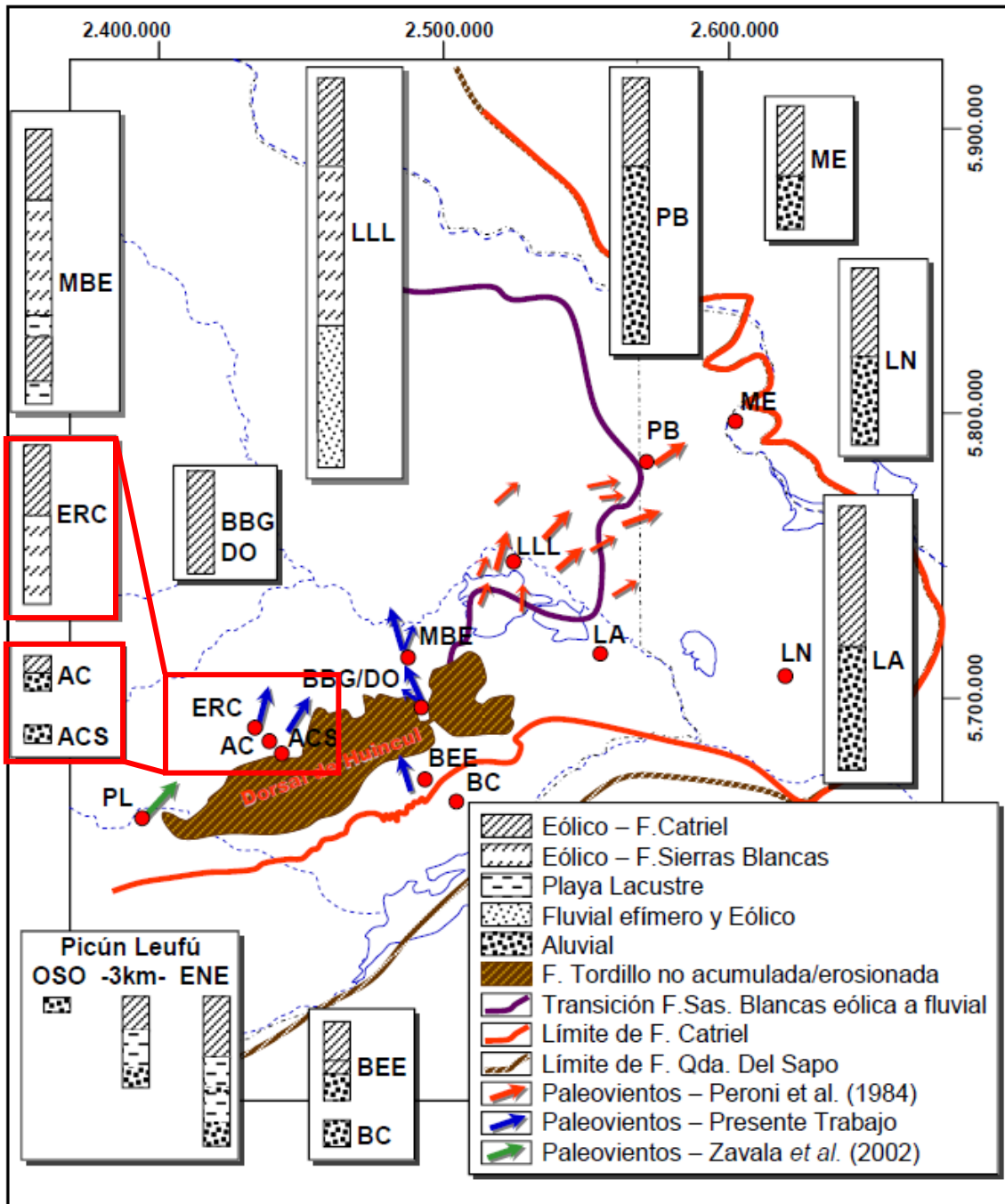


Figura 14. Extensión y paleovientos de los depósitos eólicos de las formaciones Sierras Blancas y Catriel. Además, se representan y enmarca en rojo, las columnas indicativas que muestran espesores y facies de la Formación Tordillo sobre área de estudio (ACS: Anticlinal Campamento Sur; AC: Anticlinal Campamento; ERC: Estación Ramon Castro) (Modificado de Cevallos, 2005).

6.3.1. Yacimiento Estación Ramon Castro (ERC) – Anticlinal Campamento

En relación con la interpretación de las imágenes resistivas (FMI: *Formation Micro Imager*) y junto a las descripciones de recortes de terreno provenientes del Yacimiento Estación Ramon Castro (ERC), ubicado en el centro-noroeste del bloque de estudio (P8 y P9, [Fig. 2](#) y [13](#)), se han identificado diferentes facies en la unidad reservorio, lo que ha permitido la interpretación de paleoambientes que habrían dado lugar a la depositación

de los sedimentos. Según los datos recopilados en el punto P8, López et al. (2005) observaron al menos tres intervalos con desarrollo de facies distintas, las cuales probablemente comparten similitudes con intervalos equivalentes previamente descritos para la Formación Tordillo en los sectores centrales de la cuenca, según lo descrito por Maretto et al. (2002b). Estos intervalos se caracterizan de la siguiente manera:

1. Miembro fluvial basal: Este miembro se destaca por presentar propiedades petrofísicas de baja calidad, con una porosidad que varía entre el 5% y el 8%, con un promedio del 7%.
2. Miembro eólico intermedio: En contraposición, este miembro exhibe propiedades petrofísicas más favorables en comparación con el miembro fluvial basal, con una porosidad que oscila entre el 3% y el 16%, con un promedio del 10%.
3. Miembro eólico superior: Por último, este miembro se caracteriza por mostrar propiedades petrofísicas deficientes, con una porosidad que abarca desde el 0% hasta el 11%, con un promedio del 6%.

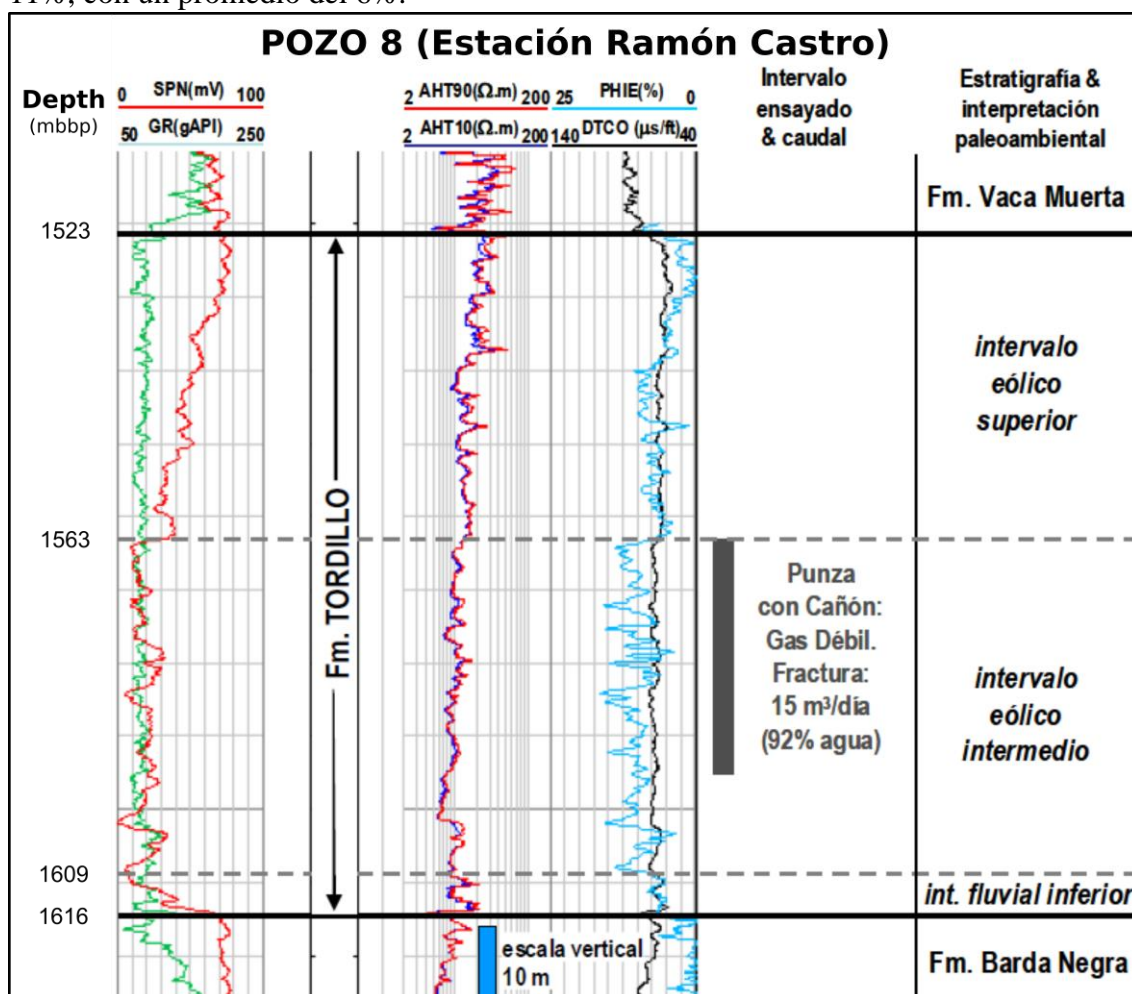


Figura 15. Perfil de la Formación Tordillo correspondiente al pozo vertical "P8", en el que se observan los tres intervalos: fluvial inferior, eólico intermedio y eólico superior (en metros bajo boca de pozo), descritos en el texto (Modificado de López et al., 2005).

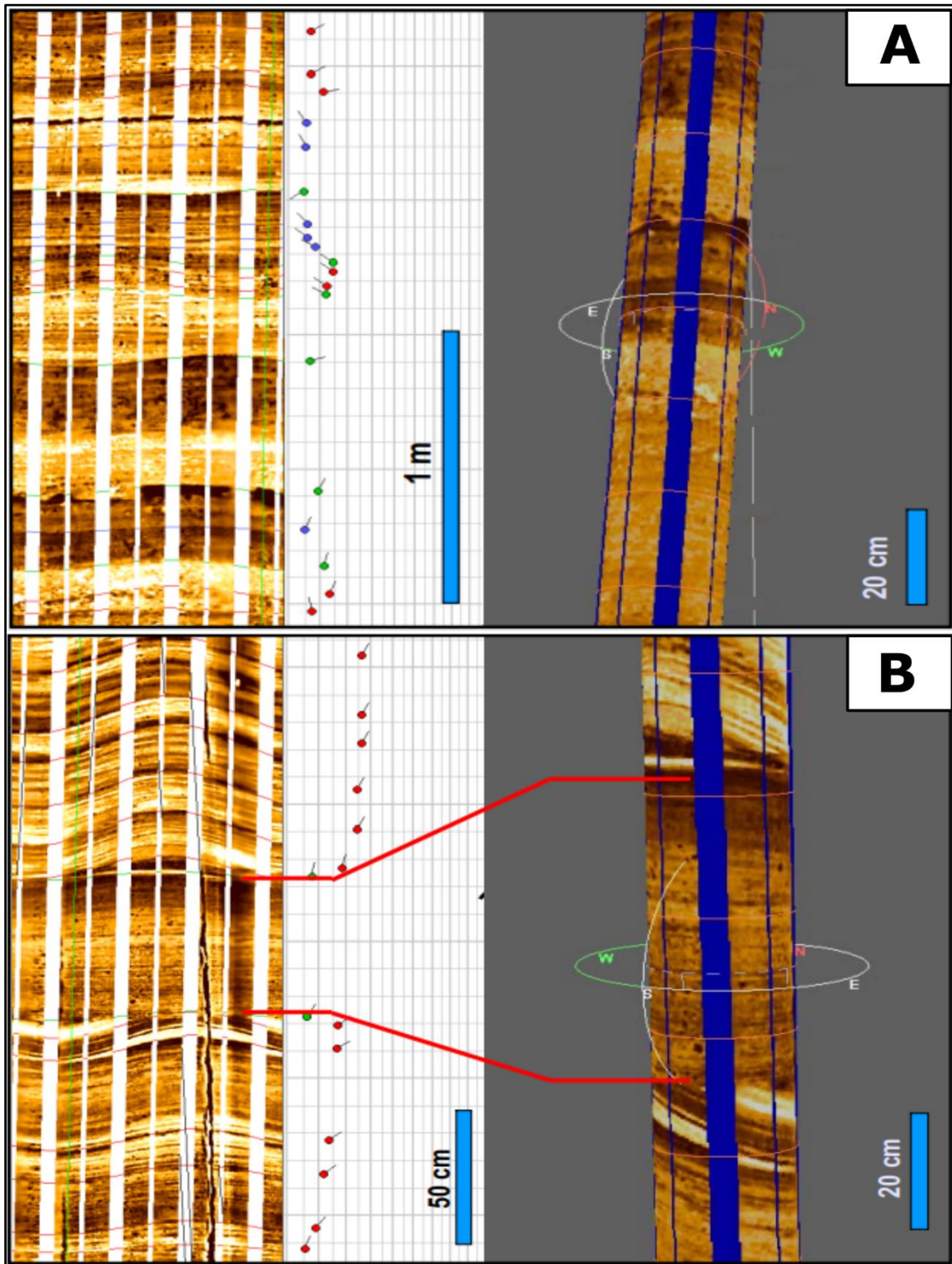


Figura 16. Conjunto de fotografías resistivas perteneciente a diferentes intervalos de la Formación Tordillo. **A)** Areniscas y areniscas conglomerádicas fluviales amalgamadas, con laminación planar y estratificación cruzada planar. **B)** Nivel de interduna húmeda con presencia de estratificación cruzada planar, separando dunas. (Modificado de López et al., 2005).

En otro punto de control (Pozo 9), a partir de la misma metodología que en el anterior caso, se ha logrado determinar diferentes facies para la unidad de interés, unidad que en este sector presenta un espesor de aproximadamente 60 metros. Estas facies se caracterizan de la siguiente manera:

| FORMACIÓN TORDILLO | |
|-----------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Observaciones | |
| 1296 – 1294.5m | Limolitas laminadas con estructuras de deformación (laminación convoluta). |
| 1347.5 – 1296m | Conjunto de areniscas con estratificación cruzada planar. El ángulo de inclinación aumenta progresivamente desde la parte inferior hasta la parte superior del conjunto. Cada conjunto presenta una truncación erosiva en la parte superior. También se encuentran areniscas / limolitas finas de grano fino con laminación de bajo ángulo. |
| 1354.7 – 1347.5m | Areniscas conglomerádicas con base erosiva, en la parte inferior se encuentra un conglomerado matriz soportado con gradación normal y estratificación horizontal (planar). En algunos casos, se observan terminaciones lenticulares de paquetes arenosos, mientras que, en otros sectores del intervalo analizado, dichas areniscas se presentan con estratificación cruzada planar. En la parte superior aparece un lente de conglomerado de guijarros. |
| Interpretación | |
| Sección Superior | La sección superior, que se extiende desde los 1347.5 metros hasta los 1294.5 metros, puede reflejar una depositación en un ambiente eólico. En que las areniscas con estratificación cruzada planar sean interpretadas como un conjunto de dunas, en la que además se observan superficies de truncamiento entre dichos conjuntos. Por otra parte, las areniscas finas con contenido de limo dispuestas de manera laminada podrían interpretarse como depósitos de interduna. Por último, se propone un patrón de paleocorrientes de vientos en dirección hacia el OSO (oeste-suroeste). |
| Sección Inferior | La sección inferior, que abarca desde los 1354.7 metros hasta los 1347.5 metros, representa un entorno fluvial efímero. |
| *Los intervalos de profundidad corresponden a solo pozos de trayectoria vertical. | |

Tabla I. Descripción e interpretación de facies a partir de imágenes resistivas de la Formación Tordillo en el punto de control P9 (Pozo 9) (Schlumberger, 2005).

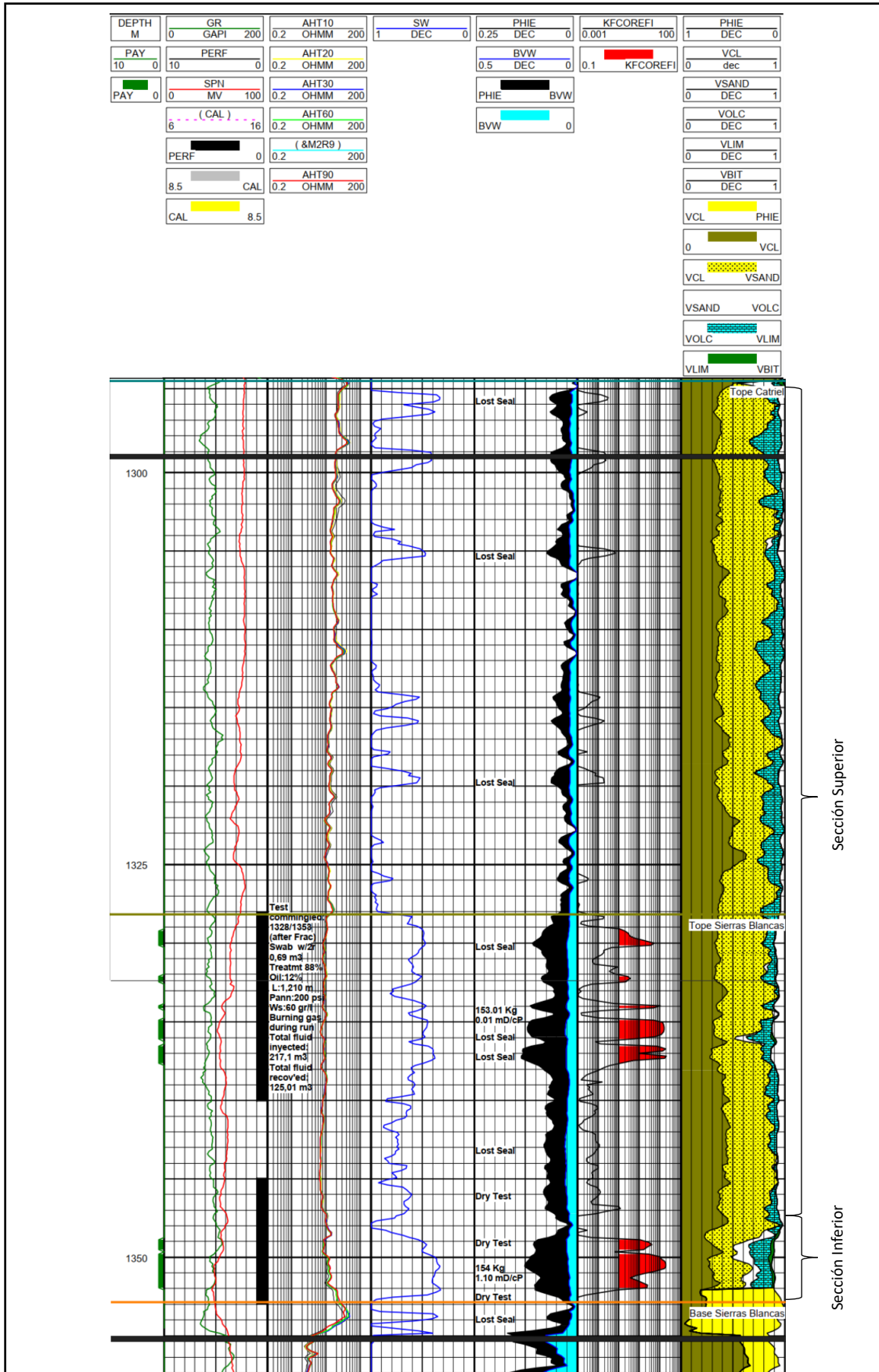


Figura 17. Perfil de pozo y propiedades petrofísicas interpretadas pertenecientes al pozo vertical “P9”, con delimitación de sección inferior y superior en Formación Tordillo (Extraído de Schlumberger, 2005).

7. FUNDAMENTOS PERFILES ELÉCTRICOS

En esta sección se proporciona un breve fundamento teórico que explique cada uno de los conceptos y métodos que se utilizaron como herramientas para el desarrollo de este informe. De este modo se explicará conceptualmente cada uno de los perfiles geofísicos que conforman un registro de pozo, también denominado “perfiles”, elementos útiles para la medición de propiedades del subsuelo y/o pozo en función de la profundidad.

Los registros permiten determinar después de finalizar la perforación, la profundidad y el espesor de los estratos de interés, litologías, su mineralogía y propiedades mecánicas, geometría del pozo y los estratos, velocidad de las formaciones y otras informaciones útiles para el manejo del yacimiento.

7.1. Perfiles de registro de pozo

7.1.1. Perfil de rayos gamma (GR)

La base de la medición radica en la generación de rayos gamma naturales por parte de las rocas, debido al proceso de desintegración radiactiva de los isótopos ^{40}K , ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th , que tienden a acumularse en las formaciones arcillosas. Un detector colocado en la herramienta se encarga de registrar la cantidad de rayos gamma, los cuales son capturados por un detector de centelleo, generando destellos lumínicos que posteriormente se transforman en pulsos eléctricos.

En la Fig. 18, se exhiben los valores óptimos en °API derivados de las mediciones de GR (Radiactividad Gama) en diversos tipos de rocas. Evidentemente, se establece una relación directa entre los niveles elevados de radiactividad y aquellas formaciones con una abundante concentración de componentes arcillosos (fangolitas), así como con los depósitos piroclásticos (tobas, tufitas, etc.). Por otro lado, los valores de radiactividad más bajos están vinculados a la presencia de litologías como calizas, evaporitas o areniscas de composición pura. Es importante resaltar que las arenitas líticas y conglomerados reflejarán valores gamma acorde a la composición de sus clastos constituyentes. En contraste, las areniscas con elementos arcillosos y las ricas en feldespato exhibirán altos índices de radiactividad, lo que en muchas instancias puede conllevar a la posible confusión entre litologías ricas en arcillas y depósitos piroclásticos.



Figura 18. Registro de rayos gamma (GR) “ideal”. Donde se pueden observar las lecturas “relativas” de radioactividad en función de las distintas litologías existentes (Modificado de Ponce et al., 2015).

7.1.2. Potencial espontáneo (SP)

El gráfico (curva) del Potencial Espontáneo (SP) se representa como un registro que indica la variación de voltaje entre un electrodo móvil en el pozo y un electrodo de superficie con voltaje constante, en relación con la profundidad. Este registro documenta el potencial eléctrico originado por la interacción entre el agua presente en las formaciones, el fluido de perforación de naturaleza conductiva y las lutitas circundantes. Este voltaje es el resultado de una corriente continua generada en los puntos de contacto mencionados, debido a las diferencias en salinidad (Fig. 19).

Dicha curva posee diversas aplicaciones de relevancia, que incluyen la capacidad de distinguir entre rocas permeables y porosas en contraposición a aquellas que carecen de permeabilidad y a las lutitas. Asimismo, posibilita la delimitación precisa de los límites entre las capas geológicas, permitiendo su correlación con otras muestras. Además, ofrece la oportunidad de estimar la resistividad del agua que se encuentra en las formaciones. Por último, brinda una indicación respecto al contenido de arcilla presente en una capa determinada (al igual que el registro de rayos gamma).

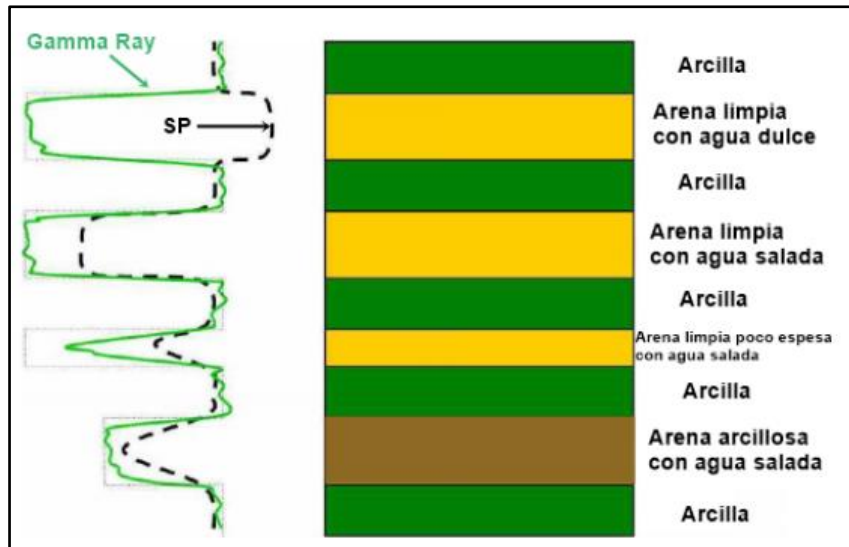


Figura 19. Diferenciación entre rocas reservorio y no reservorio a partir de perfil de potencial espontáneo y rayos gamma (Extraído de Casadío y Montagna, 2015).

7.1.3. Perfil de densidad

El registro de densidad efectúa la medición de la densidad de la formación. Durante este proceso, una fuente radioactiva de Cesio (Cs^{137}) se dirige hacia la pared del pozo, emitiendo radiación gamma en dirección a la formación. Esta radiación interactúa con los electrones libres presentes en la formación mediante el efecto Compton, lo que genera una radiación secundaria en los niveles de energía elevado. Esta última radiación es captada y utilizada para establecer una medida de la densidad de la formación. De tal modo, el recuento de rayos gamma está directamente vinculado a la densidad electrónica, que a su vez está determinada por el número de átomos presentes. Esta densidad electrónica guarda relación con la densidad de la roca, la cual se compone de diversos factores, como la porosidad, los minerales sólidos presentes y la densidad de los fluidos que ocupan los poros. Concretamente, la densidad electrónica se compone de la suma de la densidad de la roca o Densidad Global (*Bulk Density*), que depende de la densidad de los minerales constituyentes de la matriz, la porosidad y la densidad de los fluidos que llenan los poros.

Existe una ecuación que considera una formación limpia con poros llenos de fluido, la densidad de la muestra completa es (Halliburton, 1997):

$$\rho_b = (1 - \phi) \rho_{ma} + \phi \rho_f \quad (1)$$

Donde:

- ρ_{ma} : densidad de la matriz.
- ρ_b : densidad total de la formación.
- ρ_f : densidad del fluido.
- ϕ : porosidad.

Para calcular porosidad a partir de la densidad, se parte de la expresión inicial (1). Mediante una operación matemática sencilla, se procede a despejar la propiedad \emptyset (porosidad), obteniéndose la siguiente ecuación:

$$\emptyset = \frac{(\rho_{Perfil} - \rho_{Matrix})}{(\rho_{fluido} - \rho_{Matrix})}$$

Donde:

- ρ_{Perfil} : lectura del perfil en el punto a calcular porosidad.
- ρ_{Matrix} : densidad de matriz en el punto a calcular porosidad.
- ρ_{fluido} : densidad de fluido en el punto a calcular porosidad.

La representación gráfica se realiza en una escala de densidad (Tabla II), abarcando un rango de valores que oscila entre 2 y 3 g/cm³.

| Mineral | Densidad (gr/cm³) |
|-----------------------------|-----------------------------------------|
| Cuarzo | 2.65 |
| Calcita | 2.71 |
| Dolomita | 2.87 |
| Feldespatos Potásicos | 2.52 |
| Feldespatos Calcosódicos | 2.59 – 2.74 |
| Pirita | 5 |
| Anhidrita | 2.96 |
| Yeso | 2.35 |
| Sal | 2.1 |
| Carbón | 1.2 – 1.5 |
| Caolinita | 2.41 |
| Clorita | 2.76 |
| Illita | 2.52 |
| Montmorillonita | 2.12 |

Tabla II. Valores de densidad electrónica característicos para las distintas litologías puras existentes, considerando una porosidad de 0% (Casadío y Montagna, 2015).

Este perfil se puede obtener en conjunto con el perfil neutrónico (NEU), resultando especialmente valioso en la detección de estratos que contienen arcilla o gas.

7.1.4. Caliper (CALI) y Bit size (BIT)

El perfil de calibre (*caliper*) representa uno de los métodos más antiguos, sencillos y de naturaleza cualitativa. Dicho método facilita la asociación entre la existencia de capas de arcilita y la presencia de colapsos o desmoronamientos, lo cual se debe a las variaciones en el nivel de hidratación que numerosos minerales arcillosos experimentan al interactuar con soluciones acuosas. La herramienta se compone de dos, tres u ocho brazos, los cuales ejecutan un total de 25 mediciones continuas para determinar el diámetro y la deformación de la perforación. Estas mediciones abarcan una o varias direcciones ortogonales con respecto al pozo, realizando mediciones a través de los movimientos de dichos brazos. La representación gráfica del perfil del calibre (*caliper*) se traza en el mismo gráfico donde se ubica la línea correspondiente al diámetro ideal del pozo, conocida como "*bit size*" y que está vinculada al diámetro del trepano utilizado. La relación entre el *caliper* y el *bit size* se manifiesta de la siguiente manera: en el caso de un revoque, el calibre mostrará una medida menor que el *bit size* (esto se debe a un efecto de reducción en el diámetro del pozo con respecto al diámetro del trepano, causado por el fenómeno de revoque). En contraste, donde exista un ensanchamiento del pozo, el perfil del calibre mostrará mediciones considerablemente mayores.

7.1.5. Registros de resistividad

La medición de la resistividad de la formación se puede llevar a cabo de dos maneras: mediante la transmisión de corriente a través de electrodos o mediante la inducción de corrientes utilizando ondas electromagnéticas. Los dispositivos que emplean la primera técnica se conocen como "Lateroperfil" y requieren que el lodo de perforación tenga propiedades conductoras. En cambio, los dispositivos del segundo tipo se denominan de "inducción" y son capaces de funcionar con diferentes tipos de lodos, independientemente de sus propiedades conductoras.

Las diferentes zonas originadas por los procesos de invasión (zona invadida, zona de transición y zona virgen) son analizadas en función de la resistividad. Si se considera que la roca es homogénea, las variaciones en la resistividad a medida que se aleja del pozo estarán relacionadas con las alteraciones en los fluidos presentes. El agua salada de formación posee una resistividad muy baja, mientras que tanto el petróleo como el gas tienen una resistividad alta.

En el caso de un lodo de perforación compuesto mayoritariamente por agua, y si se supone que el fluido en las formaciones es de baja resistividad, como el agua, entonces a medida

que uno se aleja de la zona invadida y penetra en la zona virgen, la resistividad disminuirá. Sin embargo, si se plantea la existencia de petróleo en las formaciones, ya que este es más resistivo, el perfil de resistividad reflejará un incremento a medida que uno se desplaza desde la zona invadida hacia la zona virgen.

Si el lodo de perforación se compone principalmente de petróleo y se considera que el fluido en las formaciones es de baja resistividad, la resistividad inicial será alta. A medida que uno se aleje de la zona invadida y penetre en la zona virgen, los valores de resistividad mostrarán una tendencia a disminuir. Sin embargo, en el caso opuesto, cuando la roca presenta fluidos de formación de alta resistividad, como el petróleo, la resistividad a lo largo de las tres zonas de invasión no experimentará cambios. En esta situación, la resistividad se mantendrá "constante" debido a la presencia constante de fluidos de alta resistividad, tanto en el lodo de perforación como en los fluidos de formación.

Una aplicación destacada del perfil de resistividad es su combinación con perfiles de porosidad para calcular la saturación de agua (S_w). Además, comparar los registros de resistividad en la zona invadida y la zona virgen proporciona información sobre la permeabilidad relativa de la formación y las variaciones en la movilidad de los fluidos.

7.1.6. Perfil acústico o sónico

El perfil sónico efectúa la medición del tiempo que toma una onda para recorrer una distancia de 1 pie de formación. La duración de este tránsito se encuentra influenciada por la composición litológica y la porosidad. En términos generales, a medida que la roca se vuelve más densa, el tiempo de tránsito tiende a disminuir.

La aplicación de mayor relevancia de los registros sínicos radica en la determinación de la velocidad del sonido en las formaciones, utilizada para calibrar la conversión del tiempo en profundidad en las secciones sísmicas. Entre otras aplicaciones de estos registros se encuentran la indicación de la porosidad de la roca, la detección de gas y la capacidad para calcular módulos elásticos y propiedades mecánicas de la formación, basándose en la velocidad de la onda transversal o "*shear*". También se utiliza para estimar la permeabilidad a partir de la amplitud y velocidad de la onda *Stoneley* (perfiles sínicos de onda completa).

| Mineral | Tiempo de tránsito (us/ft) |
|--------------------------|-----------------------------------|
| Cuarzo | 55.5 |
| Calcita | 49 |
| Dolomita | 43 |
| Feldespatos Potásicos | 69 |
| Feldespatos Calcosódicos | 49 – 45 |
| Pirita | 39 |
| Anhidrita | 50 |
| Yeso | 2.62 |
| Sal | 67 |

Tabla III. Tiempos de tránsito característicos para las distintas litologías “puras” existentes, considerando una porosidad del 0%.

8. METODOLOGÍA DE TRABAJO

8.1. Tareas de gabinete

Inicialmente, las tareas se pueden resumir en dos pasos principales. En primer lugar, se llevó a cabo la recopilación de material bibliográfico relacionado con la Formación Tordillo, incluyendo su interpretación sedimentológica, estratigráfica y estructural en la zona del bloque Anticlinal Campamento. Por otro lado, la información de subsuelo fue proporcionada por *Oilstone S.A.* Todo este conjunto de material se utilizó con el propósito de obtener una comprensión más profunda del contexto geológico tanto a nivel regional como local.

8.1.1. Obtención de datos

A través de información cedida por parte de la empresa *Oilstone S.A.* se pudo contar con la descripción de *cutting*, corona y datos de pozo de diez (10) puntos de control situados en la Cuenca Neuquina (zona Dorsal de Huinca). Se denominaron en el presente trabajo para preservar su confidencialidad como: P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7, P8, P9 y P10 (Tabla IV). En la Fig. 20, se muestra la distribución de estos en la cuenca y en el bloque Anticlinal Campamento. Por otra parte, dicho mapa fue confeccionado con información extraída de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén (SSEMH). Por último, el trabajo requirió de la búsqueda y estudio de bibliografía para un mayor entendimiento de las rocas siliciclásticas en ambientes continentales, coincidentes con la Formación Tordillo.

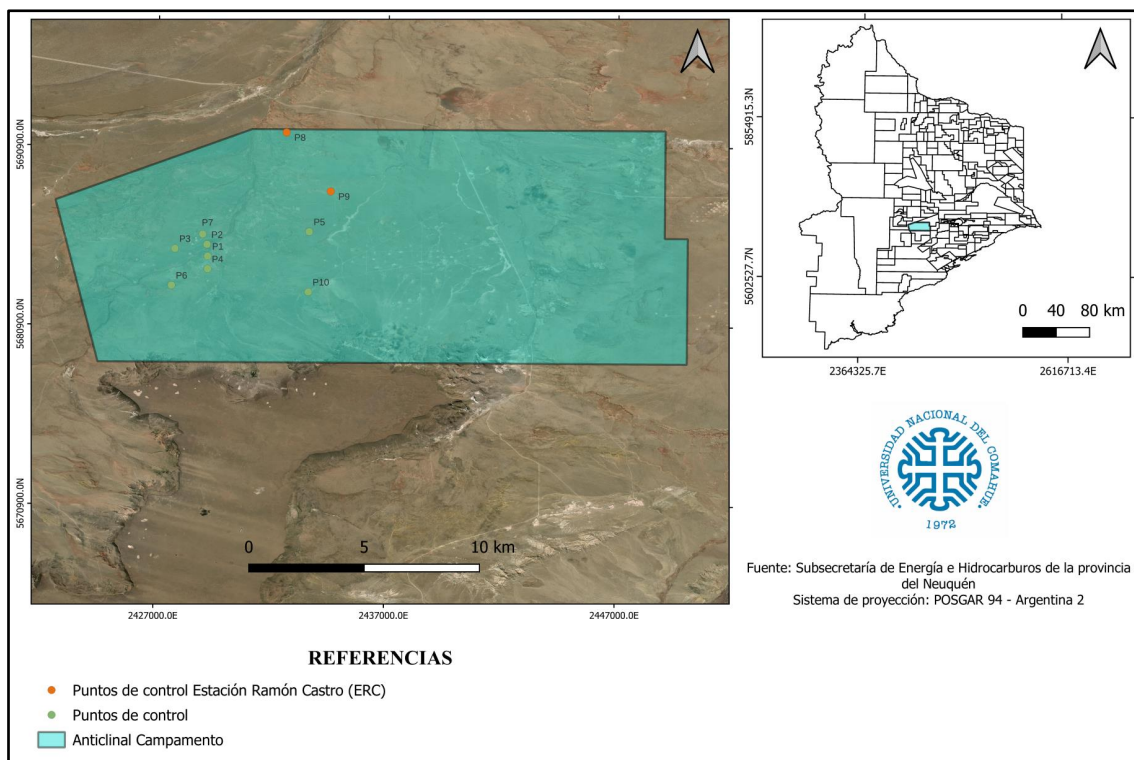


Figura 20. Ubicación de los pozos en el ámbito de la Cuenca Neuquina y el bloque Anticlinal Campamento.

| PUNTO DE CONTROL | REGISTROS ELÉCTRICOS | CONTROL GEOLÓGICO | CORONAS | DESCRIPCIÓN DE CUTTING | ESTUDIOS ADICIONALES |
|------------------|----------------------|-------------------|---------|------------------------|-------------------------------------|
| P1 | X | | X | X | |
| P2 | X | | X | X | |
| P3 | X | X | | X | |
| P4 | X | X | | X | |
| P5 | X | X | | X | |
| P6 | X | X | | X | |
| P7 | X | X | | X | |
| P8 | X | X | | X | Estudio de imágenes microresistivas |
| P9 | X | | | | Estudio de imágenes microresistivas |
| P10 | X | X | | X | |

Tabla IV. Listado de información proporcionada por la empresa *Oilstone* para la realización del trabajo. En la tabla “X” representa la existencia de los datos.

8.1.2. Procesamiento de datos

El procesamiento de la información se ha llevado a cabo mediante la utilización del software específico (Petrel) que permite la gestión, representación y combinación de datos relativos a la geología y perfiles eléctricos (datos de pozo), en que el usuario posee

la capacidad de poder interpretar los datos pertenecientes al yacimiento. Dichos datos deben ser importados al *software* mencionado por medio de archivos en formato. LAS.

8.1.3. Caracterización de los datos utilizados

Se aclaran las denominaciones internas del programa Petrel y sus respectivos significados utilizados en el procesamiento e interpretación de la información de subsuelo.

UWI: El UWI o *unique well identifier* es un conjunto de letras y números que se utilizan para identificar a un pozo en particular.

Nombre del pozo: Nombre oficial del pozo que es utilizado en el programa, no se utilizó debido a la confidencialidad del caso.

Etiqueta de pozo: Etiqueta oficial del pozo que es utilizado en el programa, no se utilizó debido a la confidencialidad del caso.

Bloque: Nombre del bloque donde se encuentran los pozos dentro de la cuenca.

Datum: Elevación de la boca de pozo, teniendo como referencia el nivel del mar.

Localización: Coordenadas del punto de control en sistema de coordenadas Gauss Krüger.

Topes formacionales: Profundidad de los topes de las formaciones atravesadas en diferentes pozos verticales, expresados en metros bajo boca de pozo (MD = TVD) (Tabla V).

| Unidades | P1 (Prof. mbbp) | P2 (Prof. mbbp) | P3 (Prof. mbbp) | P4 (Prof. mbbp) | P5 (Prof. mbbp) | P6 (Prof. mbbp) | P7 (Prof. mbbp) | P8 (Prof. mbbp) | P9 (Prof. mbbp) | P10 (Prof. mbbp) |
|----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|------------------------|
| Gr. Neuquén | 0 | SD | SD | SD | SD | SD | SD | SD | 0 | SD |
| Gr. Rayoso | SD | SD | SD | SD | SD | SD | SD | SD | 238 | SD |
| Fm. Huitrín | 246 | SD | SD | SD | SD | SD | SD | SD | 357 | SD |
| Fm. Agrio | 332 | 303 | 360 | SD | 280 | 444 | 456 | SD | 378 | SD |
| Fm. Mulichinco | 529 | 482 | 605 | SD | 545 | 534 | 520 | 718 | 588 | SD |
| Fm. Quintuco | 794 | 790 | 860 | 820 | 870 | 836 | 836 | 1049 | 922 | 806 |
| Fm. Vaca Muerta | 958 | 975 | 1026 | 964 | 1025 | 1047 | 1037 | 1274 | 1098 | 951 |
| Fm. Tordillo | 1183 | 1216 | 1253 | 1185 | 1250 | 1257 | 1269 | 1523 | 1312 | 1192 |
| Fm. Barda Negra | 1231.5 | 1261 | 1313 | 1213 | 1296 | 1306 | 1322 | 1616 | 1362 | 1219 |
| Fm. Lotena | 1245 | 1286 | 1339 | 1229 | 1334 | 1313 | 1344 | 1691 | 1401 | 1228 |
| Gr. Cuyo (Fm. Lajas) | 1352 | NA | ND | ND | 1394 | NA | NA | NA | NA | 1290 |
| Fm. Lajas Inferior | 1592 | NA | NA | NA | ND | NA | NA | NA | NA | NA |
| Fm. Los Molles | 1950 | NA | NA | NA | NA | NA | NA | NA | NA | NA |

Tabla V. Topes formacionales en mbbp de las formaciones atravesadas por los diferentes pozos verticales (NA: no alcanza, SD: sin dato, ND: sin desarrollo en el pozo).

8.1.4. Calibración de electrofacies con datos de corona

En esta etapa, se realizó la calibración de las electrofacies presentes en los registros de pozo utilizando datos de litofacies obtenidos a través de muestras de corona extraídas a diferentes profundidades bajo boca de pozo (mbbp) en los puntos de control P1 y P2. Específicamente, se tomaron testigos en diferentes intervalos que alcanzan un espesor de 44,43 metros y 44,14 metros, como se detalla en la Tabla VI. Esta información es de gran relevancia al analizar la respuesta registrada por las diversas herramientas en los perfiles eléctricos correspondiente a los intervalos determinados para litofacies identificados en muestras de corona.

DATOS DE CORONA

| POZO: P1 | | | POZO: P2 | | |
|----------|--------------------|---------------|----------|--------------------|-------------|
| N° | Profundidad (mbbp) | Espesores (m) | N° | Profundidad (mbbp) | Espesor (m) |
| 1 | 1187.7 – 1205.84 | 18.14 | 1 | 1218.87 – 1236.84 | 17.97 |
| 2 | 1205.7 – 1223.62 | 17.92 | 2 | 1236.84 – 1254.24 | 17.4 |
| 3 | 1223.7 – 1232.07 | 8.37 | 3 | 1254.4 – 1263.17 | 8.77 |
| | $\Sigma=$ | 44.43 | | $\Sigma=$ | 44.14 |

Tabla VI. Datos de corona proveniente de los pozos P1 y P2.

El propósito principal de este proceso es ajustar con precisión los perfiles para enriquecer el conocimiento sobre las características de la formación geológica en el subsuelo, mediante un estudio detallado de las variaciones en las facies y sus espesores. El objetivo fundamental es generar correlaciones entre los distintos puntos de control distribuidos en el área de estudio. Para lograr este propósito, se realizaron correlaciones en dos direcciones principales: una en sentido noreste - suroeste y otra en sentido norte – sur. Además, se plantea la creación de un polígono que englobe integralmente la totalidad de los puntos de control, lo que permitirá explorar múltiples alternativas de análisis. En este contexto, el enfoque se centra en el análisis detallado de las litofacies presentes, considerando tanto su espesor como su continuidad en los pozos estudiados. Su distribución y cambios laterales tienen como objetivo aumentar la comprensión de la formación geológica en cuestión.

En conclusión, toda la información recolectada se empleará para la elaboración de un modelo de deposición de los sedimentos que componen esta unidad geológica. El objetivo principal de este modelo es abordar las diversas incógnitas relacionadas con las particularidades específicas presentes en esta formación. A través de esta metodología, se

pretende aportar claridad sobre los procesos de depositación de los sedimentos y, en última instancia, contribuir al avance del entendimiento de la geología del subsuelo de esta área en particular.

9. ANÁLISIS DE FACIES EN CORONAS Y PERFILES ELECTRICOS

9.1. Introducción

En esta sección, se realizó un análisis de las muestras de corona obtenidas de los pozos P1 y P2. Este análisis tiene como objetivo determinar las diversas facies sedimentarias presentes. Walther (1894) define una facies sedimentaria como un cuerpo litoestratigráfico mapeable, arealmente limitado, distinto en litología y contenido fósil de las unidades adyacentes, en síntesis, la suma de características litológicas y paleontológicas de una roca sedimentaria. La descripción se enfoca en las litologías y las estructuras sedimentarias primarias, empleando los modelos clásicos de códigos propuestos por Miall (1977, 1978).

En el código de facies utilizado, se asigna una letra mayúscula para representar la litología (*G: Grava; S: Arena y F: Limo y/o Arcilla*), seguida de una o más letras minúsculas para indicar las estructuras sedimentarias mecánicas (*m: macizo; i: imbricación; g: gradación directa o normal; p: estratificación cruzada planar; h: laminación paralela, d: estructuras de escape de fluidos, entre otras*). En ciertos casos, se incorpora a la letra minúscula característica adicional relacionada con el contenido fósil (por ejemplo: Areniscas conglomerádicas con bioclastos “*SGb*”). Este método de codificación proporciona una descripción detallada de las facies sedimentarias, facilitando su interpretación y permitiendo la calibración de electrofacies mediante perfiles eléctricos. El objetivo es asignar cuantitativamente a cada facies un valor de respuesta medible en perfil eléctrico, generando correlaciones útiles para analizar la continuidad y diversidad de estas facies en diferentes puntos de control ubicados dentro del sitio de estudio.

En este análisis se ha aplicado a la descripción de un total de 7 facies sedimentarias. De las cuales se han destacado las pertenecientes a ambientes fluviales, como eólicos asociados a subambientes subacuáticos (9.2.1) y subaéreos (9.2.2).

La Tabla VII, presentada al concluir este capítulo, proporciona una síntesis visual del análisis de litofacies llevado a cabo en las coronas y perfiles correspondientes al área de estudio. En esta tabla se consolidan las características más destacadas, detallando el tipo de facies que abarca cada sección de la Formación Tordillo.

La recopilación de antecedentes de la unidad en estudio en el bloque Anticlinal Campamento indica un ambiente predominantemente eólico, típicos de regiones áridas con precipitaciones anuales inferiores a los 250 mm (Middleton, 1997). No obstante, la acción eólica del viento no se limita exclusivamente a áreas desérticas, sino que puede ocurrir en cualquier lugar de la superficie terrestre con las condiciones adecuadas. El viento, siendo un agente altamente selectivo y eficaz en el transporte de material, transportando partículas mayores los 0.06 mm por saltación cerca o sobre la superficie, mientras que las partículas menores a 0.06 mm pueden mantenerse en suspensión (Idso, 1976).

Los ambientes eólicos se caracterizan por la presencia de campos de dunas, siendo estas la expresión más distintiva del transporte de arena por saltación. Wilson (1972) establece requisitos específicos para considerarse como tal, como una longitud de onda mínima 300 metros y una altura de 30 metros, incluyendo una suave pendiente en su cara de barlovento. Las caras de avalancha (sotavento), en contraste, presentan pendientes más pronunciadas reflejando el ángulo de reposo de la arena suelta (de 30° a 34°). Las dunas se clasifican según factores como la morfología general y la orientación de sus caras de avalancha, siendo comunes los tipos lineales, transversas, barjanas, parabólicas y en estrella, que tienden a agruparse formando campos de dunas, siendo los *ergs* los más extensos.

En el proceso de sedimentación en estos ambientes, destaca la importancia de la disponibilidad de material, en este caso, arena, así como la presencia de vientos lo suficientemente fuertes y persistentes para transportar dicho material. Además, se destaca la relevancia de los factores topográficos locales, donde las áreas elevadas podrían influir en la relación directa entre las áreas con mayor o menor acumulación de arenas eólicas (Cooke y Warren, 1973; Wilson, 1973; Fryberger y Ahlbrandt, 1979; McKee, 1983 en Arche, 2010).

En esta área de estudio, es posible inferir la influencia que ejerció la presencia y estructuración de un paleorelieve de edad jurásica durante el proceso de sedimentación en esta unidad específica. Esta inferencia se basa en observaciones sobre los espesores de la unidad en diferentes puntos de control dentro del área, como se detalla en la [Tabla IX](#). Estos datos revelan que el mayor espesor de la unidad se encuentra en el punto más alejado de la estructura (P8), mientras que los puntos de control más cercanos a esta presentan menores espesores. Esta observación sugiere que en las áreas más distantes del

paleorrelieve, se reunieron las condiciones necesarias para experimentar una mayor tasa de subsidencia en la cuenca. Esto proporcionó espacio adicional para la acumulación de sedimentos, siempre considerando que las antiformas actuales coinciden con paleorrelieves positivos y viceversa.

Al mismo tiempo, un análisis de ciclicidad de los patrones de apilamiento en ambientes eólicos, realizado por Mountney (2006), identifica cuales son los controles significativos, asignándole relevancia a la ciclicidad climática (periodos húmedos y áridos) (Fig. 21). De acuerdo con esta propuesta, se puede deducir que un nivel freático lo suficientemente profundo (periodo de aridez) permite un mayor volumen de material disponible para ser transportado y acumulado. Posteriormente, un aumento del nivel de la freática hacia niveles más superficiales permite la preservación de estos espesores, logrando así que estos sectores septentrionales del área analizada preserven los mayores espesores de dunas. Estos factores climáticos habrían mejorado la capacidad de preservación del sistema.

Se pueden identificar tres tipos de sistemas eólicos según Kocurek y Havholm (1993): secos (*dry*), húmedos (*wet*) y estabilizados (*stabilized*). En los sistemas eólicos, es posible identificar subambientes deposicionales principales: como mantos de arena, también conocidos como "*sandsheets*", y las dunas, junto con las áreas de interduna. Los mantos de arena tienden a ocupar los márgenes del sistema, mientras que las dunas, junto con las áreas interdunares adyacentes, se combinan para formar campos de dunas en las regiones centrales.

En resumen, los subambientes y sus elementos desarrollados dentro de los mismos, se construyen durante periodos de alta disponibilidad de arenas, vientos constantes y elevada aridez (nivel freático bajo). Es en estos periodos, en los cuales se construyen los diferentes cuerpos de dunas e interdunas adyacentes. Por el contrario, en tiempos de mayor humedad (elevado nivel freático), la disponibilidad de arena disminuye, por lo tanto, se desarrollan dunas de menor tamaño y existencias de grandes intervalos de mantos de arena (*sand sheet*).

9.2. Análisis de facies sedimentarias

A partir de un análisis detallado de las muestras de corona extraídas de los pozos P1 y P2 pertenecientes al área de estudio ([Fig. 1](#)), el objetivo principal es discernir la variedad de facies presentes, proporcionando una comprensión más profunda de los procesos de sedimentación que condujeron a la depositación de los sedimentos. Se ha identificado un conjunto de rocas que corresponde a ambientes eólicos, específicamente al desarrollo de campos de dunas. Además, se pueden individualizar sedimentos asociados a ambientes fluviales, donde la energía es elevada, manifestándose en la presencia de areniscas conglomerádicas con un desarrollo limitado en intervalos específicos.

En este contexto, las dunas individuales se encuentran separadas por áreas de interdunas, cuya forma y extensión están relacionadas con el tipo de duna presente en la zona. Se ha observado la presencia de subambientes de interdunas secas y húmedas dentro de un complejo de dunas eólicas, distribuido en varios intervalos de profundidad.

9.2.1. Facies eólicas

En los puntos de control P1 y P2, se han revisado los tres testigos corona disponibles extraídos a diferentes profundidades, abarcando un total de aproximadamente 44.14 y 44.43 metros respectivamente de la Formación Tordillo (ver [Tabla VI](#)). Donde las facies eólicas presentes son:

9.2.1.a Areniscas con estratificación cruzada planar (Sp)

Distribución. Esta facies en el pozo P2 fue identificada en los siguientes intervalos de profundidad (mbbp): 1218.87 – 1220, 1220.25 – 1220.6, 1220.95 – 1222.85, 1223.2 – 1224.85, 1225.25 – 1225.85, 1226.85 – 1229.20, 1230 – 1233.20, 1235.75 – 1237.45, 1237.80 – 1238.45, 1238.80 – 1240.45, 1242 – 1246.85, 1247 – 1247.45, 1247.90 – 1251.20, 1253.22 – 1254.20

Para el pozo P1, en este caso fue identificada en los siguientes intervalos de profundidad (mbbp): 1180.78 – 1181.16, 1181.88 – 1182.37, 1184.14 – 1184.29, 1184.78 – 1187.58, 1188.9 – 1189.67, 1190.33 – 1191.20, 1192.30 – 1192.74, 1193.45 – 1193.89, 1194.55 – 1202.72, 1203.22 – 1208.38, 1209.20 – 1211.12, 1211.39 – 1212.60, 1214.25 – 1215.18, 1216.11 – 1217.98, 1218.58 – 1222.80, 1224.01 – 1224.78

Litología. Consiste principalmente en la presencia de láminas compuestas por areniscas medianas a finas que se alternan de manera continua con areniscas de granulometría más fina. En este contexto, es posible observar en algunos de los intervalos una secuencia de

gradación inversa intralaminar, donde se registra un cambio progresivo de tamaño de grano desde la base hacia la parte superior de cada lámina. Además, es posible observar niveles con un aumento de contenido arcilloso, a su vez se encuentran delgados niveles con cementación de calcita (en forma de manchas, laminas o distribución homogénea).

Color. Gris oliva, gris verdoso, gris, gris oscuro, gris amarronado, marrón pálido, amarillo pálido, marrón amarillento y rojo grisáceo, con diversas intercalaciones.

Estructuras sedimentarias. Estos depósitos muestran una estratificación cruzada planar, con ángulos de inclinación variables. Han sido distinguidas algunas zonas con fracturas subverticales, rellenas por un material en principio de origen carbonático. Es destacable mencionar la presencia de un desarrollo de moteado diagenético, en que su grado de alteración es variado a lo largo de las profundidades analizadas. Por último, existen zonas con evidencia de compactación y estructuras de deformación por carga relacionado con procesos de avalancha.

Interpretación. Estas facies se corresponden con areniscas que se vinculan a la migración de dunas. Este entorno refleja una exposición subárea en la cual los depósitos se forman a partir de un flujo subaéreo de alta velocidad que pierde su capacidad de carga debido a la desaceleración. Este proceso resulta de la interacción entre partículas de arena con mayor o menor cohesión en la cara de avance, depositándose pendiente abajo en la cara de avalancha con mayor o menor cohesión durante eventos dominados por flujo de granos (*grainflow*) y lluvia de granos (*grainfall*) (Mountney, 2006). No se han reconocido los sectores al pie de las caras de avalancha, dado que no existe evidencia de láminas tangenciales y asintóticas a la base del depósito (Hunter, 1977).

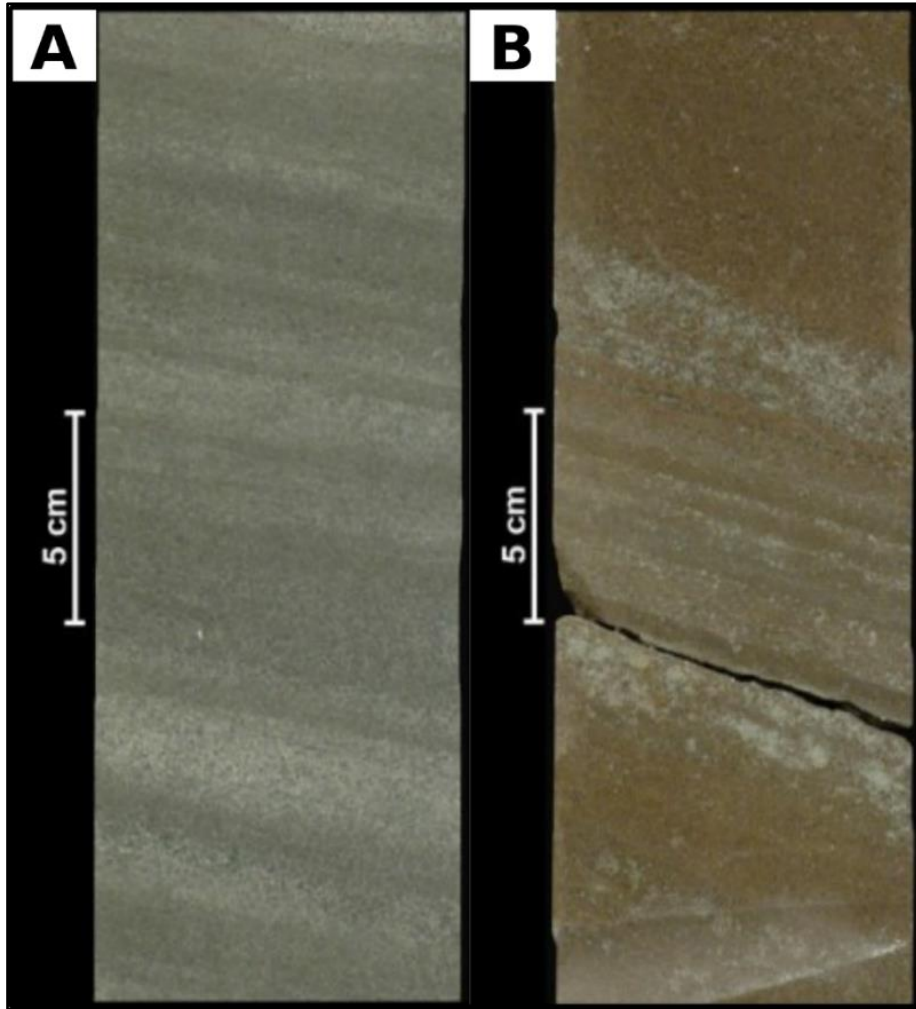


Figura 22. A) La muestra de la corona 1, localizada entre los 1224.1 y 1224.33 mbbp, exhibe areniscas en tonalidades gris oliva y gris con una marcada estratificación cruzada planar. La composición de la roca revela una alternancia entre areniscas finas y medianas, con un evidente proceso de cementación compuesta principalmente por material carbonático, identificado como calcita. B) En la sección comprendida entre los 1228.38 y 1228.61 mbbp, se evidencia una intercalación entre areniscas finas y medianas con un cambio significativo en la tonalidad, pasando de marrón amarillento a amarillo pálido. La estructura sedimentaria presente es una estratificación cruzada planar, resaltada por la presencia de una cementación de calcita. Estos cambios indican condiciones petrofísicas menos favorables en comparación con las arenas más limpias situadas en la parte superior.

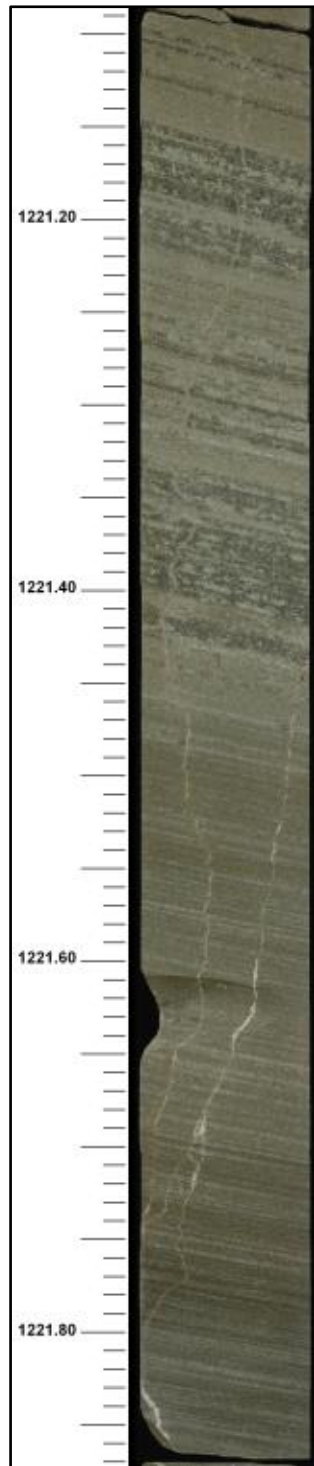


Figura 23. Se presenta una sucesión alternante de areniscas de grano fino y mediano en la corona 1 del pozo P1, con tonalidades que fluctúan entre gris oliva y marrón pálido. Estas exhiben una estructura cruzada planar, la cual se ve impactada por una fractura subvertical de aproximadamente un metro de longitud. Cabe destacar que esta fractura está rellena con material carbonático, identificado como calcita.

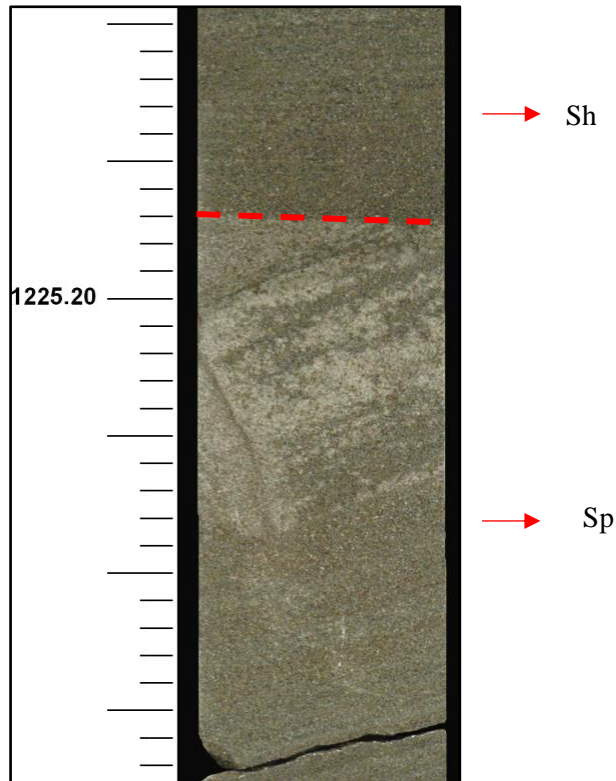


Figura 24. En el intervalo de 1225.0 a 1225.35 mbbp del pozo P1, se revela un contacto neto entre dos facies de areniscas. En la sección inferior, se observa una disposición en estratificación cruzada planar con marcada cementación de calcita, y tubos inclinados que indican procesos de bioturbación asociado a actividad de artrópodos. En la parte superior, las areniscas exhiben laminación horizontal.

9.2.1.b Areniscas con estratificación cruzada de baja inclinación a laminación horizontal (Sl - Sh)

Distribución. Esta facies fue reconocida en el pozo P2 los siguientes intervalos (mbbp): 1220 – 1220.25, 1220.65 – 1220.90, 1223 – 1223.15, 1224.85 – 1225.25, 1225.85 – 1226.85, 1233.60 – 1235.50, 1237.45 – 1237.60, 1238.45 – 1238.80, 1240.45 – 1241.45, 1247.60 – 1247.90, 1251.20 – 1251.80, 1254.40 – 1255.20

Para el pozo P1, en este caso fue identificada en los siguientes intervalos de profundidad (mbbp): 1180.50 – 1180.78, 1181.22 – 1181.82, 1182.37 – 1183.03, 1184.24 – 1184.73, 1187.58 – 1188.57, 1189.67 – 1190, 1191.20 – 1192.30, 1192.68 – 1192.96, 1193.23 – 1193.45, 1193.95 – 1194.28, 1202.70 – 1203.16, 1208.32 – 1208.70, 1211.12 – 1211.39, 1212.65 -1213.53, 1215.23 – 1216.11, 1217.98 – 1218.25, 1222.80 – 1223.74, 1224.78 – 1225, 1225.44 – 1226.43

Litología. Facies representadas por areniscas finas a medianas, donde en ocasiones estas areniscas medianas presentan terminaciones lenticulares. Existe niveles con importante contenido de arcillas, siendo dichos niveles aquellos que exhiban una tonalidad verde de mayor intensidad (¿clorita?). Es relevante la presencia de abundante cementación de calcita en algunos de estos lentes arenosos. A través de los distintos intervalos analizados, es posible observar en las secciones inferiores, laminas arenosas que muestran estructuras entrecruzadas de baja angularidad, disminuyendo gradualmente hacia el tope su ángulo hasta alcanzar una disposición subhorizontal.

Color. Se observan niveles con tonalidades de color rojo grisáceo y gris pardo, mientras que otros presentan tonos de gris oliva claro y gris oliva, resultado de procesos diagenéticos asociados a la clorita. Adicionalmente, se identifican niveles de gris claro con una intensidad superior, los cuales están vinculados con la cementación de calcita.

Estructuras sedimentarias. Estructura entrecruzada planar de bajo ángulo de inclinación, laminación horizontal a subhorizontal y estratificación ondulítica. En ocasiones, la laminación se observa con mayor claridad debido a la concentración de clastos de grano medio que resaltan por sobre su entorno.

Interpretación. Depósito de facies interdunares desarrollado principalmente debido a fluctuaciones en la disponibilidad del material y su potencial de preservación, vinculado a la posición de la paleotabla. El análisis de la dinámica en sistemas actuales permite inferir los procesos involucrados, como la existencia de un flujo subaéreo de alta velocidad que, al interactuar con la cara de sotavento de una duna, pierde capacidad de carga y deposita material pendiente abajo por desaceleración (Sweet y Kocurek, 1990, Frank y Kocurek, 1996). La preservación de estas facies depende de la posición de la freática: cuando está baja, el potencial de preservación es bajo, y cuando sube, el potencial aumenta.

La secuencia exhibe una variación vertical con disminución del desarrollo de dunas hacia el tope. La sección inferior refleja un período con mayor aporte y disponibilidad de arenas, asociado a la presencia de dunas eólicas (freática baja). En contraste, la sección superior se forma durante una etapa en la cual se redujo la disponibilidad de material, resultando en la formación de mantos de arena o “*sandsheets*” (elevado nivel freático) que pueden estar sometidos a procesos de deflación.

La existencia de estas facies sugiere la posibilidad de una separación en el flujo subaéreo, lo que resulta en la depositación de litofacies *Sl* con una inclinación baja pero presente, en una duna de pequeño tamaño, debido a eventos de *grain flow*. Por otro lado, las litofacies *Sh* se depositan en posiciones más distales de la cara de avalancha, como resultado de procesos de *grain fall* (Hunter, 1977; Mountney, 2006). La presencia de niveles con intensa cementación carbonática (calcita) pueden estar vinculada a superficies de estabilización dentro del sistema, relacionadas con un nivel freático cercano a la superficie.

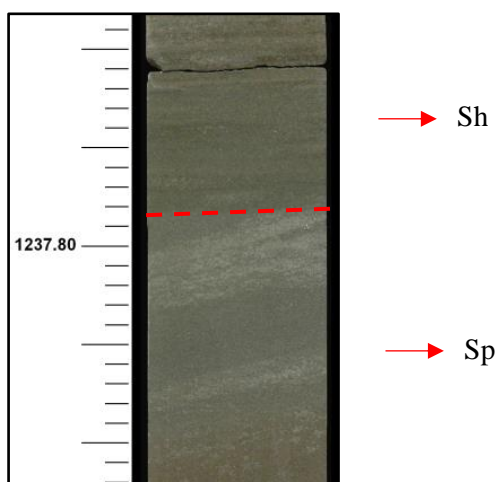


Figura 25. Muestra de corona correspondiente al intervalo de 1237.70 a 1237.91 mbbp, revela un contacto evidente entre dos facies de areniscas. En la sección inferior, se observa una disposición en estratificación cruzada planar, mientras que, en la parte superior, las areniscas presentan laminación horizontal. Además, se identifican delgadas concentraciones de areniscas de grano medio con espesores inferiores a un centímetro. Las litofacies de la sección superior componen un elemento arquitectural denominado *sandsheets*.

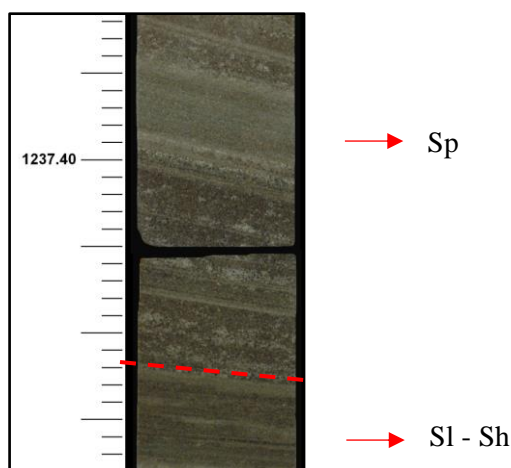


Figura 26. La muestra de corona, situada en el intervalo de 1237.30 a 1237.60 mbbp y clasificada como litofacies *Sl - Sh*, exhibe un cambio gradual en el ángulo de inclinación de la estratificación. Este cambio indica fluctuaciones en las condiciones deposicionales en la cara de sotavento, sugiriendo alteraciones en la intensidad o dirección del viento durante la formación de esta sección específica. Además, se observa variabilidad en el aporte y disponibilidad de arenas, siendo más significativo en las secciones superiores, correspondientes a areniscas con estratificación de mayor ángulo (*Sp*).

9.2.1.c Areniscas con laminación horizontal (Sh)

Distribución. Esta facies en el pozo P2 fue identificada en los siguientes intervalos de profundidad (mbbp): 1229.80 – 1230.10, 1233.20 – 1233.60, 1237.60 – 1237.80, 1241.45 – 1241.90, 1246.85 – 1247, 1247.45 – 1247.60, 1251.80 – 1251.85, 1255.80 – 1256.20

Para el pozo P1, en este caso fue identificada en los siguientes intervalos de profundidad (mbbp): 1190.05 – 1190.27, 1192.96 – 1193.23, 1194.28 – 1194.55, 1208.7 – 1209.09, 1213.59 – 1214.19, 1218.25 – 1218.58, 1223.68 – 1224.07, 1225.00 – 1225.44

Litología. En general, la composición litológica revela una intercalación entre areniscas de granulometría finas a medianas. Los clastos que constituyen dichos niveles de mayor energía experimentan concentraciones de clastos que alcanzan espesores inferiores al centímetro. En ocasiones dichos clastos de mayor granulometría se presentan en forma de lentes. Por otro lado, en los sedimentos participantes ha sido posible identificar niveles con mayor contenido de arcilla (clorita), lo que proporciona información acerca de una variabilidad litológica y la influencia de procesos diagenéticos.

Color. Las tonalidades no son uniformes, sino que existe una variación existente entre coloraciones marrón pálido, gris verdoso, gris claro, gris oscuro, gris oliva y marrón amarillento.

Estructuras sedimentarias. Principalmente, se observa una laminación horizontal, donde la presencia de niveles con mayor granulometría ya sea en forma de lentes o dispuestos de manera más horizontal y uniforme, junto con la intercalación de láminas de areniscas más finas, indica la presencia de una gradación inversa. En algunas instancias, esta laminación horizontal a subhorizontal se acompaña del desarrollo de ondulitas.

Interpretación.

Estos intervalos representan elementos arquitecturales de áreas interdunares bajo condiciones subacuosas, caracterizados por una posición del nivel freático cercana a la superficie. La formación de estos depósitos también sugiere periodos de flujo subaéreo con reducción importante en la disponibilidad de material, dando como resultado la formación de mantos de arena o *sandsheets*. La presencia de ondulitas combinada con niveles de laminación subhorizontal respaldan la idea de un *sandsheets* asociado a un posible retrabajo efectuado por vientos secundarios relacionado a condiciones depositacionales variables en la cara de sotavento (Rodríguez – López et al., 2012). Sin

embargo, otra hipótesis para la concentración de estos clastos de mayor tamaño de grano, alternados con areniscas finas (Fig. 27), podría ser la ocurrencia de precipitaciones inusuales en un entorno desértico que podrían generar escurrimientos conocidos como *wadis*, que, con mayor o menor grado de canalización, provocan un aumento significativo en la posición del nivel freático, resultando en esta concentración de clastos mayores.

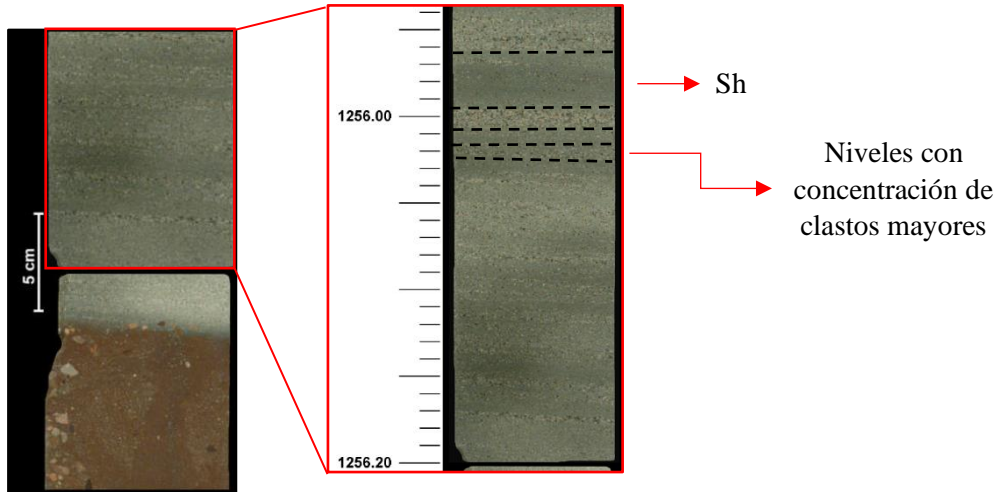


Figura 27. La muestra de corona, en el intervalo de 1255.85 hasta los 1256.35 mbbp, exhibe un contacto definido entre dos facies que indican un contraste de ambiente. La litofacies ubicada en el sector superior del intervalo, se componen por areniscas que tienden a poseer un tamaño de grano fino, mientras que a su vez existen niveles con concentración de clastos medianos a gruesos que se disponen de manera laminada en espesores inferiores al centímetro. En la parte inferior, se halla una barra asociada a un ambiente fluvial, que también muestra evidencia de estructuras de compactación. Esto permite inferir que los depósitos superiores pueden relacionarse con depósitos de desborde de este ambiente, además de conformar un espacio de interduna húmeda.

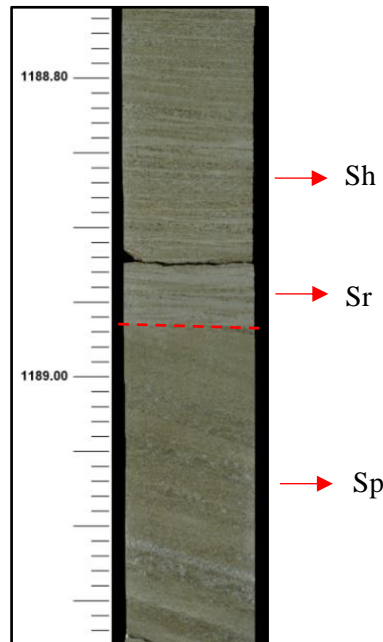


Figura 28. En el intervalo de corona del pozo P1, entre los 1888.75 y 1889.15 mbbp, se observa un contacto existente entre dos litofacies principales: una superior con ondulaciones (*Sr*) y laminación subhorizontal (*Sh*) correspondiente a *sand sheets*, que truncan otro elemento arquitectural (dunas), reconocido por sus caras de avalancha conformadas por litofacies del tipo *Sp*, las cuales muestran una inclinación de su estratificación más pronunciada.

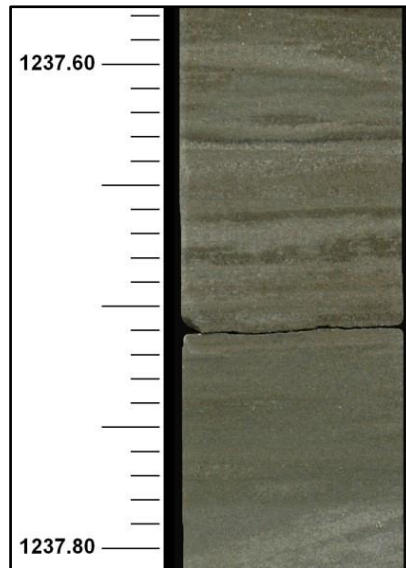


Figura 29. La muestra de corona en el intervalo de 1237.6 a 1237.8 mbbp muestra una laminación horizontal en las areniscas y el desarrollo de ondulitas (Sr). Estos rasgos sugieren la existencia de un elemento arquitectural de *sandsheets*.

9.2.2. *Facies fluviales*

9.2.2.a *Ortoconglomerado con laminación horizontal y clastos imbricados (GShi)*

Distribución. Esta facies en el pozo P2 fue identificada en los siguientes intervalos de profundidad (mbbp): 1252.26 – 1252.65, 1252.87 – 1253.20

Litología. Se identifica una alternancia entre areniscas muy finas, finas y medianas, con un grado variable de clasificación y contenido de arcilla. Además, se observan niveles arenosos-conglomerádicos con mala selección, donde los clastos presentan coloraciones que varían entre tonos rosados y grises. Estos clastos tienen morfologías angulares a subredondeadas, inmersos en una matriz arenosa. La mayoría de los clastos tienen un tamaño inferior a 1 cm, aunque se registra la presencia de clastos que alcanzan hasta los 3 cm, algunos de los cuales muestran evidentes signos de fracturación.

Color. Gris oliva y gris rojizo.

Estructura sedimentaria. Se puede observar laminación paralela horizontal en las granulometrías más finas, que generalmente presentan menores espesores asociados a terminaciones lenticulares. Además, se ha observado una cierta inclinación de los clastos conglomerádicos, lo que indica la dirección del flujo que generó la deposición de estos sedimentos.

Interpretación. Este depósito gravoso se atribuye a flujos tractivos de moderada a elevada energía, con una clara dirección unidireccional evidenciada por la imbricación desarrollada sobre los clastos de mayor tamaño. Presenta diferentes intervalos, algunos de los cuales exhiben una disposición caótica de los clastos, indicando una sedimentación abrupta. La matriz arenosa presente define al flujo que generó este depósito por su baja dilución. Además, se caracteriza por cierta turbulencia y mala clasificación, como se observa a los 1252.9 mbbp (Fig. 30), con la presencia de clastos dispuestos de manera aislada y de considerable tamaño, rodeados de clastos de menor tamaño.

Entre los intervalos gravosos mencionados, se ha identificado más de un intervalo correspondiente a litofacies *Sl – Sh* y *Sh*, sugiriendo una naturaleza episódica de este depósito. Además, esta observación permite interpretar la existencia de un flujo que fue alternando su energía y su fluidez, siendo los intervalos de flujos concentrados aquellos donde existe una mayor concentración de clastos, mientras que los sectores con mayor fluidez son aquellos que resultaron en la depositación de intervalos arenosos con tonalidad rojiza y grisácea. Esta variación de tonalidad puede reflejar diferentes mecanismos de deposición, siendo las areniscas rojizas las que contienen mayor material pelítico asociado a procesos de decantación. En su conjunto, estos sedimentos se atribuyen a depósitos de barras, vinculado a un canal de ambiente fluvial de régimen efímero.

Según la clasificación de Pettijohn et al. (1973), este depósito puede describirse como un ortoconglomerado.

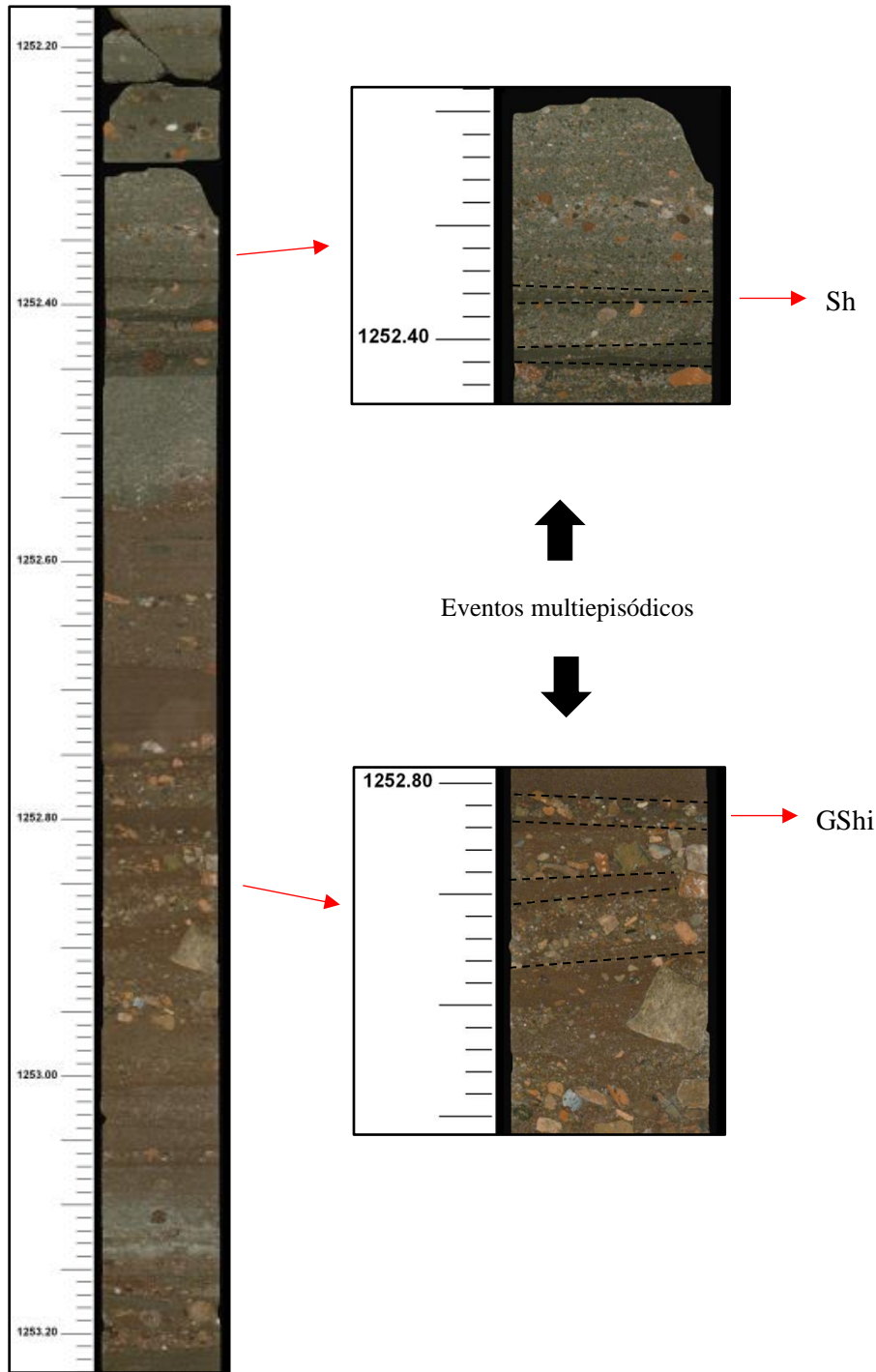


Figura 30. En el tramo de corona comprendido entre los 1252.2 hasta los 1253.2 mbbp, se reconoce la presencia de una barra asociada a un ambiente fluvial. En esta área, las areniscas finas se integran en una matriz que incluye clastos de diversos tamaños. Los clastos, por otro lado, exhiben alineación horizontal, formando espesores inferiores a los dos centímetros (<2cm). En ocasiones, estos delgados niveles presentan una textura clasto-sostén y, en el caso de los clastos de mayor tamaño desarrollar una imbricación en la dirección del flujo. Respecto a las areniscas, se distinguen dos sectores con un evidente contraste de tonalidad, indicando variaciones significativas en las condiciones de deposición y la composición sedimentaria en cuanto a la concentración de arcillas. Además, es posible identificar desarrollo de laminación horizontal sobre las areniscas de tonalidad marrón.

9.2.2.b Arenisca masiva con deformación por escape de fluidos (*Smd*)

Distribución. Esta facies en el pozo P2 fue identificada en el siguiente intervalo de profundidad (mbbp): 1256.25 – 1256.40

Litología. Areniscas finas a medianas con tonalidad marrón pardo, mal seleccionadas, con presencia de clastos conglomerádicos aislados de colores claros y oscuros correspondiente a rocas volcánicas de composición generalmente acidas y con tamaño inferior al centímetro. Además, existe una moderada participación de arcillas con presencia inclusive de clastos pelíticos y escasa a ausente cementación de calcita.

Estructura sedimentaria. Estructura masiva, deformación asociada a escape de fluidos.

Interpretación. La participación moderada de arcillas permite inferir la existencia de una *wacke*, además la presencia de estructuras de deformación por escape de fluidos se encuentre posiblemente vinculada a una saturación de fluido post-deposicional que genere una sobrecarga de sedimento (Collinson et al., 2006). Estas estructuras, están formadas por la licuefacción e inyección de fluidos, generalmente asociadas con depósitos de alta densidad (flujos hiperpicnicos).

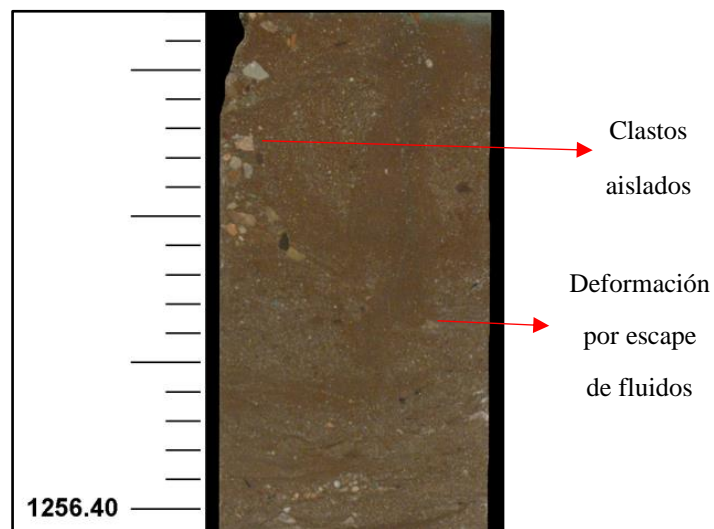


Figura 31. La estructura de deformación que se presenta está vinculada a la competencia entre litologías, probablemente inducida por saturación de fluidos, posterior a la depositación de los sedimentos de tonalidad gris pardo, correspondiente a areniscas finas a medianas clasificadas como *wacke*.

9.2.2.c Ortoconglomerado polimíctico que alterna con areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (GSI)

Distribución. Esta facies en el pozo P2 fue identificada en el siguiente intervalo de profundidad (mbbp): 1226.65 – 1226.80

Para el pozo P1, dicha facies fue identificada en el siguiente intervalo de profundidad (mbbp): 1226.43 – 1226.75

Litología. Se identifica un conglomerado de grano mediano a grueso que alterna con niveles arenosos de grano mediano. Este conglomerado presenta una selección deficiente, con clastos compuestos principalmente por rocas volcánicas de composición ácida, evidenciados por su coloración rosada. Estos clastos exhiben un bajo grado de redondez, mostrando caras subangulosas a angulosas, y se encuentran inmersos sobre una matriz arenosa de tonalidad gris oliva.

Estructura sedimentaria. Estructuras entrecruzadas de bajo ángulo.

Interpretación. De acuerdo con la descripción detallada y la clasificación de Pettijohn et al. (1973), este depósito se clasifica como un ortoconglomerado originado por flujo unidireccional tractivo de bajo régimen y moderada energía. En consecuencia, esta litofacies se interpreta como flujos no encauzados o “*sheetfloods*” asociado a canales fluviales.

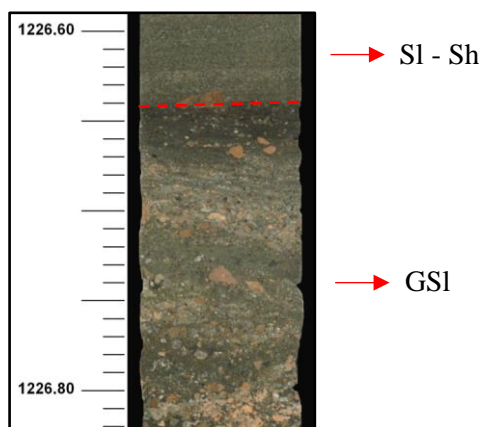


Figura 32. En el intervalo de corona perteneciente al pozo P1, entre 1226. 60 y 1226. 80 mbbp, se identifica un contacto neto entre areniscas eólicas y conglomerados, asignados a una barra fluvial. Las areniscas finas, integradas en una matriz con clastos de diversos tamaños, exhiben en ciertos niveles imbricación en la dirección del flujo. En relación con las areniscas, se distinguen dos sectores con un marcado contraste de tonalidad, indicando variaciones significativas en las condiciones de deposición y la composición sedimentaria (concentración de arcillas). Además, se pueden observar laminaciones horizontales sobre las areniscas de tonalidad gris oscura.

9.2.2.d Ortoconglomerado polimítico con estratificación de compactación y gradada (Gdi)

Distribución. Esta facies fue reconocida en el pozo P2 en el siguiente intervalo (mbbp): 1226.80 – 1227

Para el pozo P1, dicha facies fue identificada en el siguiente intervalo de profundidad (mbbp): 1226.75 – 1227.25

Litología. Se identifica un conglomerado de grano mediano a grueso que alterna con niveles arenosos de grano mediano. Este conglomerado presenta una selección deficiente, con clastos compuestos principalmente por rocas volcánicas de composición ácida, evidenciados por su coloración rosada. Estos clastos exhiben un bajo grado de redondez, mostrando caras subangulosas a angulosas, y se encuentran inmersos sobre una matriz arenosa de tonalidad gris oliva.

Estructura sedimentaria. Estructuras entrecruzadas de bajo ángulo en areniscas. Imbricación de clastos sobre la dirección del flujo unidireccional. Gradación normal asociado a un patrón decreciente en el tamaño de los clastos. Estructura de deformación (compactación) en la base del depósito asociado a una rápida sedimentación.

Interpretación. Basándose en la descripción y clasificación de Pettijohn et al. (1973), este depósito se identifica como un ortoconglomerado generado por flujo unidireccional tractivo de bajo régimen y moderada energía. En consecuencia, se interpreta que esta litofacies corresponde a flujos no encauzados asociado a canales fluviales de régimen efímero. Es importante destacar que, en su base, muestra evidencia de deformación por sedimentación abrupta, siendo este un sector que se distingue por la presencia de clastos de mayor tamaño y concentración. Esto sugiere inferir que el fluido perdió progresivamente energía, y al mismo tiempo, aumentó en fluidez, ya que en los sectores superiores se observa un menor tamaño de clastos y una leve mayor participación de matriz arenosa.

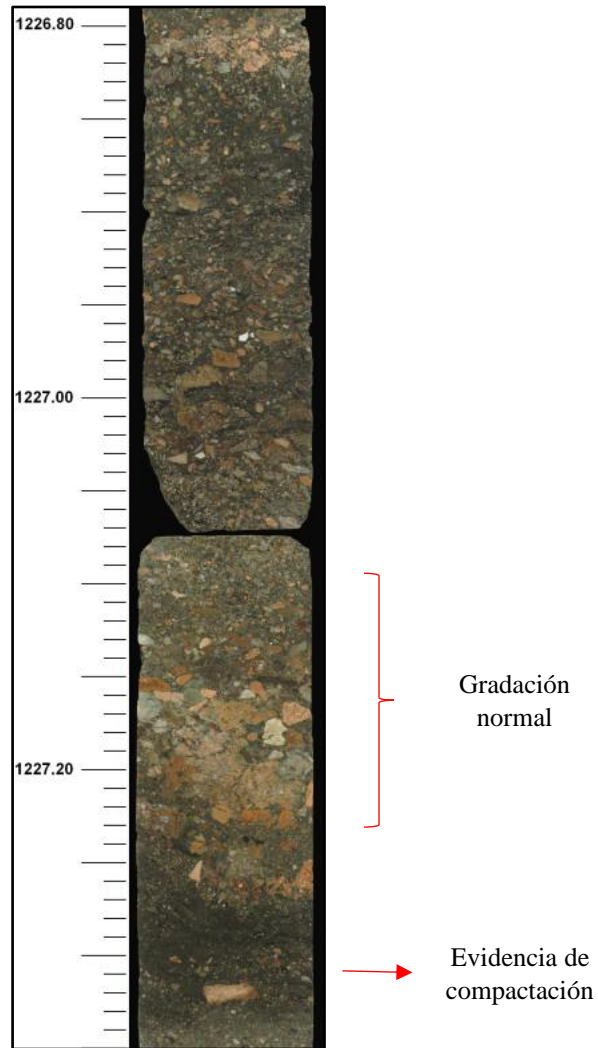


Figura 33. En el tramo de corona del pozo P1, comprendido entre los 1226.80 y 1227.35 mbbp, se identifica una sección inferior constituida por areniscas de tonalidad gris oscura deformadas por compactación, resultado de la deposición de sedimentos conglomerádicos asociados a un ambiente fluvial. Estos conglomerados muestran una selección pobre, clastos polimícticos mayormente angulosos a subangulosos, de tonalidades rosa y gris, inmersos en una matriz arenosa grisácea. Además, se observa una gradación normal en los clastos, disminuyendo progresivamente en tamaño desde la base hacia las partes superiores del tramo mencionado.

| FACIES | LITOLOGÍA | ESTRUCTURA SEDIMENTARIA | INTERPRETACION |
|----------------|--------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>GShi</i> | Ortoconglomerado y areniscas medias a finas, muy finas | Estratificación gradada (normal), laminación planar y imbricación de clastos | Depósito gravoso generado por flujos tractivos de moderada a elevada energía, unidireccional en el sentido de la imbricación de los clastos. Caracterizado por una baja dilución y de naturaleza episódica. |
| <i>GSI</i> | Ortoconglomerado y areniscas medias a finas | Estratificación cruzada de baja inclinación | Flujos tractivo unidireccional de bajo régimen y moderada energía. Asociado a flujos no encauzados. |
| <i>Gdi</i> | Ortoconglomerado y areniscas medias | Estructura entrecruzada de bajo ángulo, imbricación de clastos y estructura de compactación (carga) | Flujo unidireccional de bajo régimen y moderada energía. Asociado a flujos no encauzados y de régimen efímero. |
| <i>Smd</i> | Areniscas con clastos conglomerádicos aislados | Masiva, escape de fluidos | Depósitos generados por licuefacción e inyección de fluidos asociado a flujos hiperpicnicos. |
| <i>Sp</i> | Areniscas medias a finas | Estructura entrecruzada planar, intervalos con fracturamiento subvertical | Migración de dunas, formado a partir de un flujo subaéreo de alta velocidad. Dominado por procesos por flujo de granos (<i>grain flow</i>) y lluvia de granos (<i>grainfall</i>). |
| <i>SI – Sh</i> | Areniscas medias a finas | Estructura cruzada planar de bajo ángulo, estratificación ondulítica (ondulitas) y laminación horizontal a subhorizontal | Depósito generado por flujo subaéreo de alta velocidad que experimenta una desaceleración hacia el tope de este, encontrándose dominado por eventos <i>grain flow</i> (litofacies <i>SI</i>) y <i>grainfall</i> (litofacies <i>Sh</i>) sobre la cara de avalancha. |
| <i>Sh</i> | Areniscas medias a finas | Laminación horizontal a subhorizontal, con desarrollo de ondulitas | Depósito generado por flujo subaéreo con reducción de la disponibilidad de material, dando como resultado la formación de mantos de arena o “ <i>sandsheets</i> ”. |

Tabla VII. Litofacies fluviales y eólicas identificadas en las muestras de corona analizadas.

9.3. Asociación de facies y elementos arquitecturales

9.3.1. Introducción

El concepto de modelo de facies ha representado la herramienta universalmente utilizada por los sedimentólogos para la clasificación y definición de la organización de los depósitos antiguos. A lo largo del tiempo, las bases de estos modelos de asociación de facies han experimentado variaciones, en la que la más moderna se refiere a la propuesta de Miall (1985) que establece los siguientes criterios para describir y definir un depósito:

- Naturaleza de las superficies limitantes inferior y superior: erosional o gradacional; planar, irregular o curvada (cóncava o convexa).
- Geometría externa: tabular, lentes, cuña, ranura o relleno en forma de u.
- Escala: espesor, extensión lateral paralela y perpendicular a la dirección del flujo.
- Geometría interna: asociación litofacial, secuencia vertical, presencia de superficies erosivas secundarias y su orientación, paleocorrientes de formas de fondo y relaciones desde cuerpos internos a superficies limitantes (paralela, oblicua o en *onlap*, asintótica o en *downlap*).

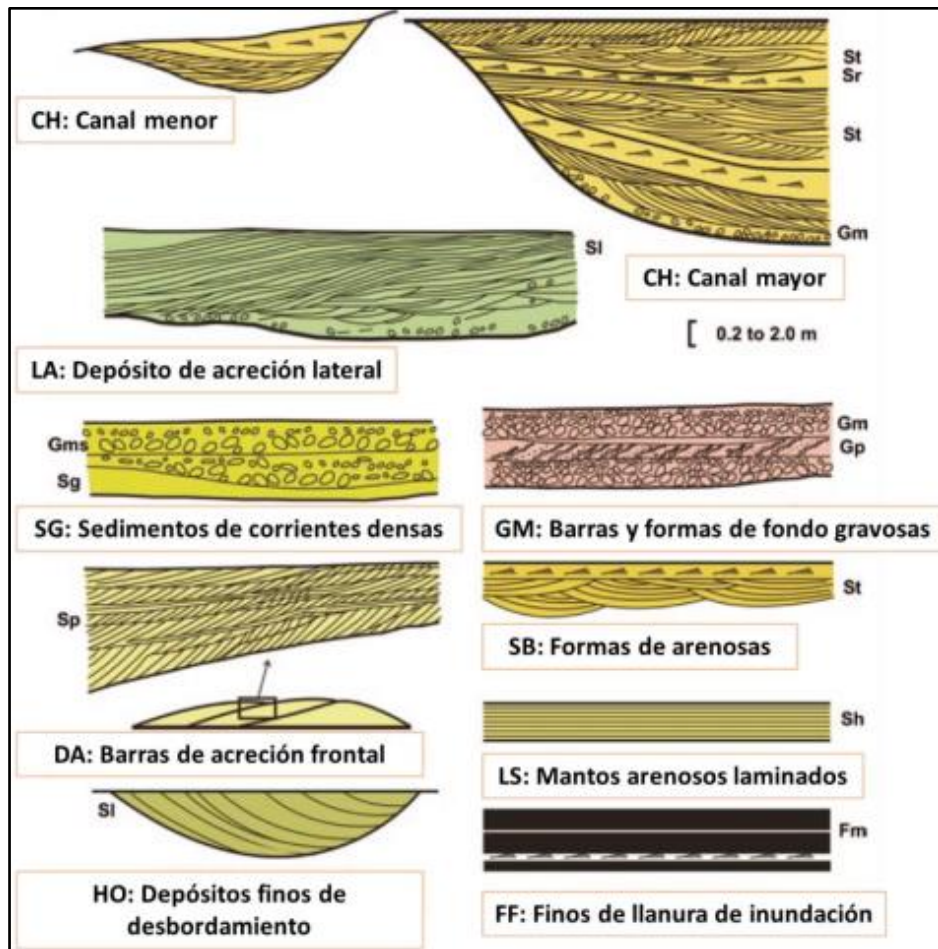


Figura 34. Elementos arquitecturales en depósitos fluviales según Miall (2014).

Para este análisis, se ha fundamentado únicamente en el estudio de litofacies, dado que no se cuentan con datos de afloramiento en la zona de estudio. La información disponible se limita a muestras de corona y datos de pozo. La codificación de litofacies, detallada en el capítulo 9.1, utiliza la primera letra en mayúscula para indicar la granulometría y la segunda en minúscula para representar la estructura sedimentaria. En casos con una tercera letra en minúscula, esta denota algún proceso o carácter específico, como *g* para flujo granular, *i* para gradación y *m* para parcialmente macizo. Además, las letras entre paréntesis señalan el tipo de subambiente de depositación, siendo (Ae) para subaéreo y (Ac) para subácuelo.

La descripción detallada de los elementos arquitecturales se centra particularmente en las litofacies presentes. La codificación asignada a los elementos arquitecturales utiliza las dos primeras letras al nombre, donde “Du” representa duna, “Ch” canal fluvial, “Lb” lóbulo de descarga y “Ma” manto de arena o *sandsheets*. La tercera letra, si está presente, indica el régimen de descarga de los canales fluviales (con “e” para efímero). Las letras entre paréntesis definen los subambientes o ambientes interpretados, como “(d)” para duna eólica, “(h)” para interduna húmeda, “(f)” para fluvial y “(m)” para manto de arena eólico.

9.3.2. Elementos Arquitecturales y asociación de facies

9.3.2.a Du (d) – Duna eólicas

Descripción: Este elemento arquitectural está únicamente compuesto por litofacies *Sp* (Ae). Se caracteriza por tener contactos netos y erosivos con los demás cuerpos, aunque generalmente presenta una base y un techo plano. Es frecuente que, este depósito se encuentre truncado por depósitos de interduna que se disponen encima de él. Internamente estos depósitos están dominados por facies *Sl* (Ae) y *Sh* (Ae), que se caracterizan por presentar un menor ángulo de inclinación en su estratificación hasta lograr alcanzar una disposición subhorizontal. Estas litofacies cuentan con espesores comprendidos entre los 0.5 y 3 m.

Las dunas si bien se encuentran intercaladas con espacios de interduna, representan el elemento arquitectural con las potencias más significativas en los distintos puntos de control, alcanzando espesores que van de los 0.5 m a 6 m, donde a su vez la orientación de paleocorrientes de los *sets* entrecruzados muestra una tendencia hacia el noreste. Los depósitos arenosos, independientemente de su estructura, muestran comúnmente rasgos de cementación, así como leves fluctuaciones en su ángulo de estratificación. Cabe

destacar que, durante el análisis de coronas, no se han identificado signos de bioturbación ni presencia de raíces que indiquen condiciones húmedas. Aunque asociado a las areniscas de laminación subhorizontal se ha identificado niveles de láminas ondulítica conformado por areniscas medianas a finas, moderadamente a bien seleccionadas que no alcanzan el centímetro de espesor (Fig. 29).

Asociaciones de facies: $Sp - Sl - Sh$; $Sh - Sr$

Interpretación: Este depósito se origina a partir de un flujo subaéreo de alta velocidad que experimenta una pérdida de capacidad de carga debido a la desaceleración causada por la interacción entre las partículas de arena en la cara de avance de la duna (Sweet y Kocurek, 1990; Frank y Kocurek, 1996). El material se deposita pendiente abajo en la cara de avalancha mediante eventos de *grain flow* (Mountney, 2006). La predominancia de litofacies Sp y la ausencia de estructuras entrecruzadas tangenciales y asintóticas en la base del depósito sugieren que el flujo no encontró obstáculos significativos que causaran su separación (Hunter, 1977). Por un lado, la presencia de estas estructuras cruzadas planares se interpreta como una representación de la migración del lecho de las dunas, mientras que las litofacies que la componen internamente el depósito evidencian procesos que ocurren en la cara de avalancha en sectores más proximales y distales. Las litofacies Sl fueron depositadas por eventos combinados de *grain flow* y *grain fall* en posiciones intermedias de la cara de avalancha, mientras que las litofacies Sh corresponden a procesos de *grain fall* en posiciones distales de la cara de avalancha. Además, la asociación de facies $Sh - Sr$ sugieren condiciones depositacionales variables, asociadas a vientos secundarios que generan un retrabajo sobre antiguos depósitos, produciendo migración de ondulitas a contracorriente o de forma oblicua (Rodríguez – López et al., 2012).

9.3.2.b Ma (m) - Manto de arena

Descripción: Este elemento arquitectural está compuesto principalmente por la litofacies *Sh* (Ae), junto con litofacies *Sl* (Ae) y *Sr* (Ae). Exhibe una base y techo netos y planos, con potencias que alcanzan entre 0.5 y 3 m. Por lo general, estos depósitos corresponden a areniscas finas a medianas, muy bien seleccionadas, con laminación horizontal en la parte superior, aunque en ocasiones su observación es difusa debido al desarrollo de estratificación ondulítica. En la base de este elemento arquitectural, se encuentran areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Se observa con frecuencia el desarrollo de cementación carbonática (calcita), evidenciado por el desarrollo de moteado diagénético y la presencia de parches.

Asociaciones de facies: *Sh*; *Sh – Sl*; *Sh - Sr*

Interpretación: Esta asociación representa la acumulación a partir de la migración de ondulaciones eólicas sobre superficies puramente horizontales o bien de bajo ángulo, es decir, este depósito es generado a partir de un flujo de alta velocidad y baja concentración de partículas en condiciones subaéreas. La arena se habría podido acumular de manera agradacional, en respuesta a su adherencia a sustratos influenciados por un nivel freático cercano a la superficie (Kocurek y Nielson, 1986; Breed et al., 1987; Pye y Tsoar, 2009). Por su parte, las láminas gravosas, serían el producto de la deflación de arena en sedimentos originalmente subaéreas gravo – arenosos (Nickling y Neuman, 1995). Por otra parte, para dichas láminas gravosas también es aplicable el término *wadi*.

La asociación de facies se interpreta como mantos eólicos (cuando las superficies son predominantemente horizontales) y formas eólicas de bajo ángulo (cuando las superficies son predominantemente de bajo ángulo), probablemente acumulados durante condiciones de bajo aporte o disponibilidad de arena, o en respuesta a la influencia de factores de estabilización como un nivel freático cercano a la superficie o una proporción significativa de arena gruesa. No obstante, la asociación de facies descrita también podría representar la acumulación en áreas de interduna húmeda (Mountney, 2006).

9.3.2.c Lb (h) – Lóbulo de descarga de interduna húmeda

Descripción: Este elemento arquitectural se encuentra representado por depósitos psamíticos – pelíticos (*wacke*) de granulometría fina. Las bases son erosivas y portan abundantes intraclastos pelíticos y estructuras de deformación por licuefacción, mientras que los topes son netos. Estos cuerpos se caracterizan por la presencia de litofacies *Smd* (Ac) que se conforman por clastos conglomerádicos aislados distribuidos en una matriz de granulometría fina ([Fig. 31](#)).

Asociación de facies: *Smd*; *Smd* – *Sh*

Interpretación: Este elemento arquitectural se origina a través de un flujo tractivo que deposita material debido a la desaceleración, causada por la fricción basal de un flujo acuoso en un cuerpo de agua poco profundo (Wright, 1977; Elliott, 1986; Bhattacharya, 2006), específicamente sobre corredores de interduna. Este evento resulta en la dilución y fluidización de un flujo hiperconcentrado, depositando litofacies de granulometría fina asociado a procesos de decantación y descargas turbulentas (Ballance, 1984). La presencia de estructuras de deformación por carga indica procesos de licuefacción del material sedimentario (Leeder, 1999; Collinson et al., 2006).

Se propone que este depósito está relacionado con cambios en la energía dentro de un sistema, siendo estas variaciones el resultado de descargas fluviales discontinuas, posiblemente durante eventos de inundación. En un contexto análogo, aunque a una escala más reducida, Stanistreet y Stollhofen (2002), en el Desierto de Namibia, describen depósitos comparables que interpretaron como cuerpos arenosos deltaicos formados en lagunas de interduna húmeda durante inundaciones fluviales.

9.3.2.d Che (f) – Canales gravosos multiépisódicos

Descripción: Este elemento arquitectural presenta espesores del orden de 1 m de espesor, base y techo netos, dominado por las litofacies *GShi* (Ac), *Gdi* (Ac) y *GSl* (Ac). Estas facies en diversos intervalos se encuentran interdigitado por niveles arenosos evidenciando un arreglo granodecreciente con gradación normal, característico de estos ambientes fluviales ([Fig. 30](#), [32](#) y [33](#)). Estas areniscas se presentan en diversos intervalos con estratificación horizontal y entrecruzada, donde los conglomerados intentan acompañar la misma configuración.

Asociación de facies: *GShi*; *GSl* - *Gdi*

Interpretación: Depósito asociado a corrientes acuosas unidireccionales, producto de precipitaciones inusuales (Langford y Chan, 1989; Mountney y Jagger, 2004) o eventos estacionales de alta descarga (Armas y Sánchez, 2013). Los diversos intervalos arenosos intercalados con cuerpos gravosos indican una progresiva disminución del régimen (alto a medio-bajo) y por lo tanto sugiere la acumulación a partir de la desaceleración de corrientes poco canalizadas, poco profundas y de alta velocidad (Bridge, 2003).

Por todo esto, el relleno de estos cuerpos gravo – arenosos se interpreta como producto de una rápida acumulación de flujos hiperconcentrados durante condiciones de alta descarga de sedimentos en condiciones de pobre confinamiento (Beverage y Culbertson, 1964; North y Taylor, 1996; Rodríguez – López et al., 2010).

A modo de síntesis puede indicarse que, el análisis de asociaciones de las 7 facies presentadas en el capítulo 9.2 permitió el reconocimiento de diferentes combinaciones o grupo de facies, vinculadas genéticamente y con significado paleoambiental ([Tabla VII](#)). De esta manera, dentro de la sucesión de interés se identificaron y caracterizaron 8 asociaciones de facies atribuidas a acumulaciones en ambientes continentales. Estas asociaciones se dividen en dos grupos principales de facies, relacionadas con el subambiente y la posición del nivel freático en la cual se desarrollaron: 2 de ellas se asocian a subambientes áridos, mientras que los 6 restantes se interpretan con subambientes húmedos. Dentro de este último grupo, destacan 2 asociaciones vinculadas a ambientes fluviales, otras 2 asociaciones relacionadas con ambientes de interduna húmeda, y las restantes corresponden a mantos de arena (*sandsheets*) (Tabla VIII).

Ambos conjuntos de asociaciones de facies se encuentran representados en toda el área de estudio. El primer grupo abarca una gran parte del intervalo de estudio, englobando depósitos de dunas eólicas (Du). En contraste, el segundo grupo se asocia predominantemente con las secciones basales del intervalo. Este último conjunto está compuesto principalmente por depósitos vinculados a procesos de origen fluvial. No obstante, es relevante señalar que una de las asociaciones de facies, correspondiente a mantos de arena (*sandsheets*), ocupa una parte significativa del intervalo analizado, ya que suele intercalarse de manera continua con uno de los depósitos del primer grupo (dunas eólicas).

| ELEMENTO ARQUITECTURAL | SÍMBOLO | ASOCIACIÓN DE FACIES | INTERPRETACION |
|------------------------------------------------|----------------|-----------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Canales gravosos multiepisódicos | Che (f) | <i>GShi; GSL - Gdi</i> | Deposito asociado a corrientes acuosas unidireccionales vinculada a precipitaciones inusuales o eventos estacionales de alta descarga. |
| Lóbulos de descarga de interduna húmeda | Lb (h) | <i>Smd; Smd - Sh</i> | Elemento arquitectural producto de un flujo hiperconcentrado que circula sobre corredores de interduna. La deformación presente en el depósito se asocia a procesos de licuefacción. |
| Mantos de arena o <i>sandsheets</i> | Ma (m) | <i>Sh; Sh - Sl; Sh - Sr</i> | Depósitos a partir de migración de ondulaciones eólicas sobre superficies horizontales o de bajo ángulo, producto de un flujo subaéreo con baja concentración de partículas. Es decir, momentos de bajo aporte o disponibilidad de arena. |
| Dunas eólicas | Du (d) | <i>Sp - Sl- Sh; Sh - Sr</i> | Depósito de dunas eólicas generado a partir de un flujo subaéreo de alta velocidad que produce migración del lecho de estas, asociado a procesos <i>grain fall</i> y <i>grain flow</i> sobre cara de avalancha. |

Tabla VIII. Elementos arquitecturales de las facies fluviales y eólicas de la zona de estudio.

9.4. Análisis de perfiles eléctricos

9.4.1. Introducción

Mediante la calibración de los registros eléctricos con las coronas disponibles y la generación de las diversas correlaciones propuestas (Fig. 35), se describieron las diferentes electrofacies presentes y se las relacionó con las respectivas facies sedimentarias. El objetivo principal de esta etapa fue asignar un valor de respuesta eléctrica a cada litofacies, facilitando así la extrapolación de estas observaciones a los puntos de control restantes.

Además, utilizando los registros de pozo disponibles de los puntos de control, se determinaron los espesores de la unidad de interés en dichos puntos. El procedimiento consistió en establecer los contactos de la unidad de interés con las formaciones infrayacente (Formación Barda Negra / Formación Lotena) y suprayacente (Formación Vaca Muerta), medidos en metros bajo boca de pozo (mbbp). De esta manera, se calculó el espesor resultante de la Formación Tordillo mediante la diferencia entre los contactos techo y base. Se observó un aumento significativo en los espesores de la unidad en los pozos situados al norte del área (P8 y P9), en contraste con una disminución en la región sur y oeste (Tabla IX y Fig. 35), lo cual concuerda con lo mencionado por López et al. (2005) en un aporte realizado en uno de los puntos mencionados (P8).

| Punto de Control | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 |
|---------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Tope (mbbp) | 1180,47 | 1209,24 | 1252,19 | 1186,6 | 1243,16 | 1254,1 | 1266,52 | 1519,35 | 1292,19 | 1190,84 |
| Base (mbbp) | 1227,32 | 1256,72 | 1317,21 | 1235,42 | 1296 | 1306,11 | 1332,42 | 1618,26 | 1360,6 | 1227,2 |
| Espesor (m) | 46,85 | 47,48 | 65,02 | 48,82 | 54,84 | 52,01 | 65,9 | 98,91 | 68,41 | 36,36 |
| Promedio (m) | 58,46 | | | | | | | | | |

Tabla IX. Detalle de espesores alcanzados por la Formación Tordillo en los diferentes pozos verticales (MD = TVD) dentro del área de estudio.

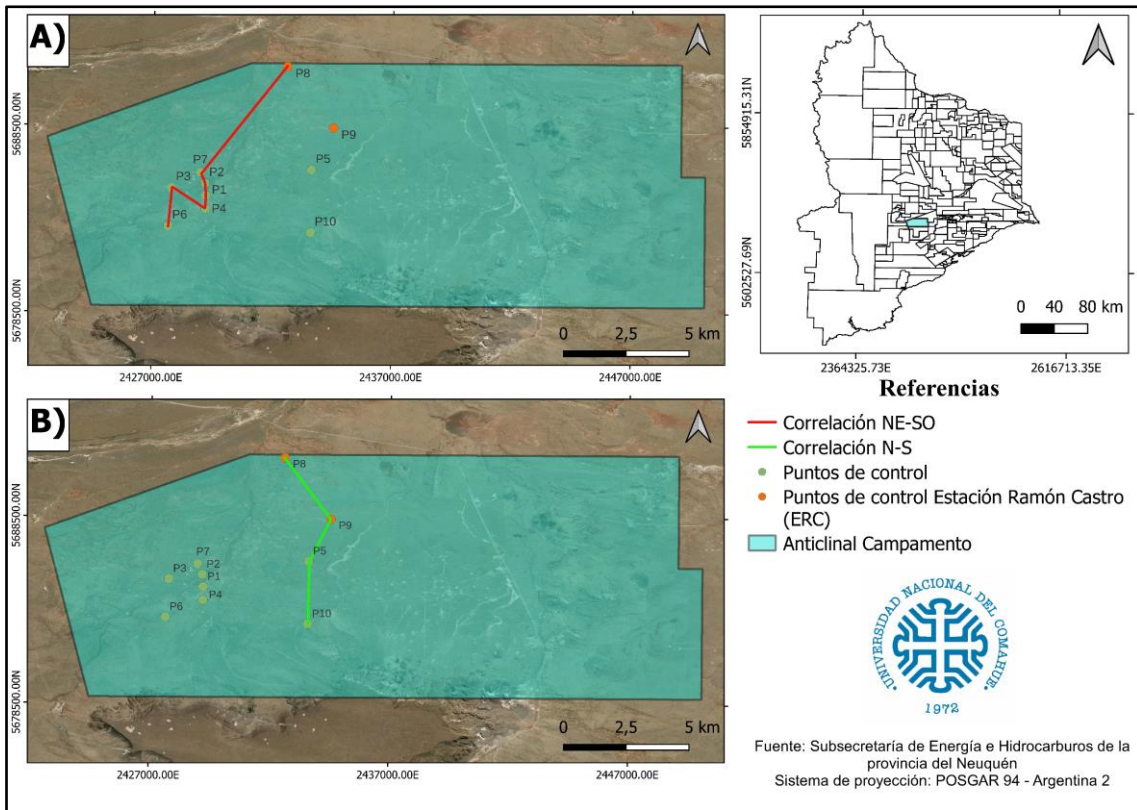


Figura 35. Mapa con diversas correlaciones realizadas en el área de estudio. **A)** Correlación NE – SO. **B)** Correlación N-S.

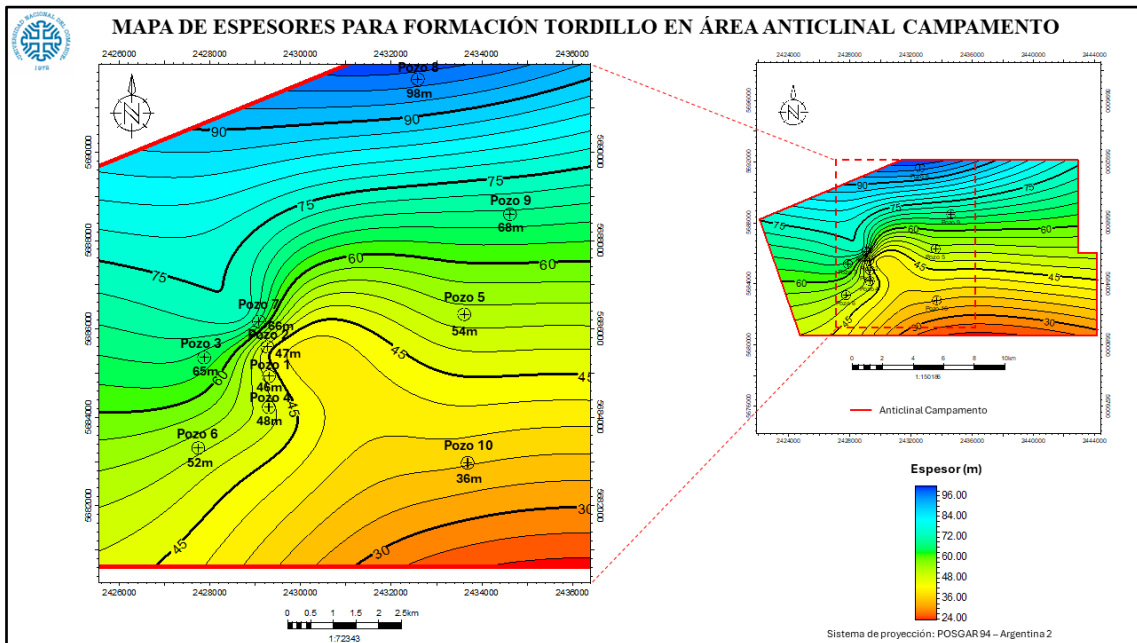


Figura 36. Mapa de distribución de espesores de la Formación Tordillo en bloque Anticlinal Campamento.

9.4.2. Calibración de perfiles

Durante la calibración de los perfiles eléctricos para los pozos P1 y P2, se llevó a cabo la identificación de las litofacies a determinada profundidad, a la que luego se les asignaran valores correspondientes a respuestas eléctricas (electrofacies), principalmente basados en lectura de registros rayos gamma (unidad °API). La correlación entre los distintos puntos de control se respaldó adicionalmente con datos de perfiles de resistividad y porosidad.

En el caso del **pozo P1**, en el intervalo comprendido desde los 1187. 70 hasta los 1188. 89 mbbp, se observa una predominancia de estructuras de bajo ángulo *Sl – Sh* relacionadas con ambientes subacuosos, con la presencia de una mayor horizontalización de la estratificación hacia la base, acompañada de la ocurrencia de estructuras onduláticas *Sr* (Fig. 28). En este intervalo, los valores de rayos gamma (GR) oscilan entre 100 y 105 °API.

Posteriormente, hasta los 1190. 35 mbbp, se identifican facies *Sp*, vinculadas a subambientes áridos, con una continuidad en valores GR que oscilan entre 98 y 108 °API, seguido de un leve incremento de los registros hasta los 120 °API asociado a facies tipo *Sl – Sh*. Seguidamente hay un intervalo desde los 1192. 30 hasta los 1194. 65 mbbp que se caracteriza por un intercalado existente entre facies *Sp* correspondiente a subambientes áridos y facies tipo *Sl – Sh* y *Sh*, que corresponden a ambientes subacuosos dentro del sistema. En este intervalo, los mayores registros de GR se encuentran en estos subambientes más húmedos, alcanzando los 112 °API.

Por debajo de esta sección, se encuentra un extenso desarrollo de dunas eólicas compuestas por facies características de estos ambientes, específicamente del tipo *Sp*. Los valores de GR oscilan entre máximos de 108° API y mínimos de 85 °API. Estos últimos se ubican en áreas con intensa cementación de calcita, evidenciada por la intercalación entre areniscas de tonalidad gris oliva y gris claro (Fig. 37). Esta continuidad de electrofacies se interrumpe a los 1208. 32 mbbp, donde vuelven a aparecer litofacies de baja angularidad que disminuyen hasta presentar una laminación subhorizontal, correspondiente a elementos arquitecturales de interduna húmeda. Hacia los 1209. 15 mbbp, se observa un nuevo desarrollo de campos de dunas eólicas con litofacies tipo *Sp*, registrando una respuesta en GR mayor a lo analizado hasta el momento, alcanzando valores de hasta 120 °API. Esto está asociado a una intensa cementación de calcita,

láminas de tonalidad oscura (posiblemente bitumen) y una considerable presencia de arcillas (clorita), otorgando a la roca una tonalidad verdosa oliva (Fig. 38).

A los 1212. 63 mbbp, destaca un importante nivel de interduna compuesto por litofacies tipo *Sl – Sh* y *Sh*, con valores entre 90 y 100 °API, intercalado con litofacies tipo *Sp* correspondientes a dunas eólicas. Esto evidencia fluctuaciones cíclicas en la posición del nivel freático, permitiendo la depositación de estas facies en diferentes intervalos de profundidad. Además, en la profundidad de la corona de 1219. 64 y 1219. 85 mbbp, se observa un incremento en la respuesta de GR, en el rango de 115 a 236 °API. Este incremento plantea interrogantes, ya que este intervalo se corresponde con litofacies del tipo *Sp*, caracterizada por una uniforme intercalación entre areniscas de grano fino, presencia de moteado diagénético (calcita) y evidencias de fracturas subverticales, con cierto grado de inclinación (Fig. 39). A su vez, es importante señalar que esta litofacies presenta una continuidad hasta los 1222. 8 mbbp inclusive.

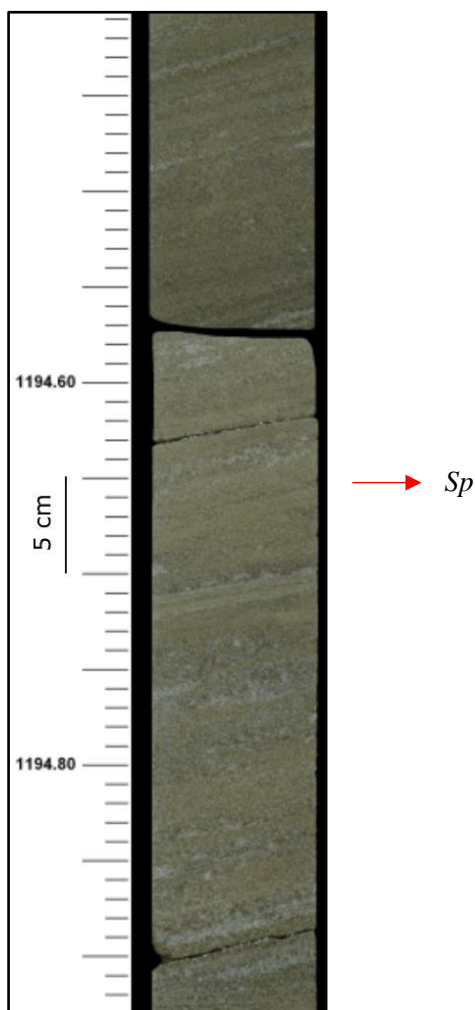


Figura 37. Muestra de corona correspondiente a dunas eólicas, que exhibe estratificación entrecruzada con diferente grado de alteración debido a cementación de calcita.

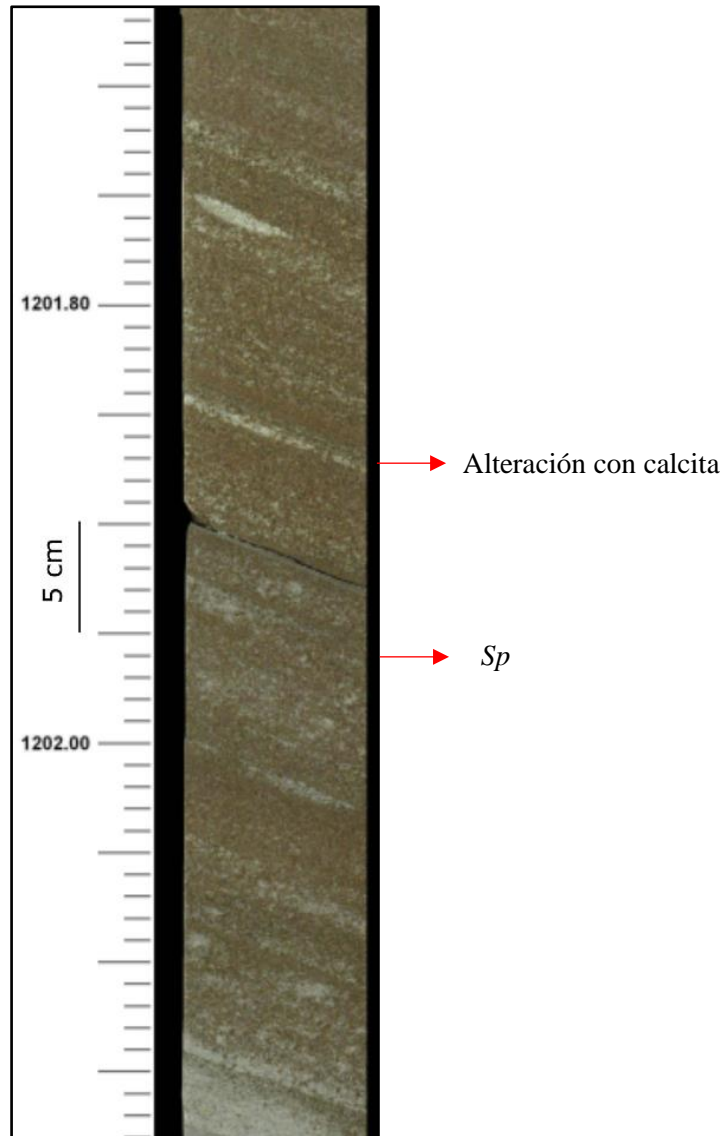


Figura 38. Muestra de corona correspondiente a dunas eólicas, que exhibe estratificación entrecruzada de alto ángulo con elevado grado de alteración en carbonatos (calcita).

En el último tramo de corona analizado, comenzando desde los 1225 mbbp, se observa una hegemonía de litofacies correspondiente a subambientes acuosos conformándose por litofacies tipo *Sl – Sh*, *Sh*, *GSl* y *Gdi*. Específicamente, las litofacies *GSl* y *Gdi* representan cuerpos gravosos, particularmente ortoconglomerados, que exhiben niveles arenosos con baja inclinación, imbricación de clastos mayores en la dirección del paleoflujo y deformación por compactación, lo que sugiere sedimentación abrupta debido a flujos hiperconcentrados (Fig. 32 y 33). En relación con los registros de pozo, se han detectado valores de GR del orden de los 100 ° API en este sector vinculado a ambientes fluviales. Se descartó del análisis la porción restante de corona debido a la presencia de contenido fosilífero (conchillas y bivalvos), siendo estos no compatibles con las rocas que conforman el Kimmeridgiano en el relleno de la Cuenca Neuquina.

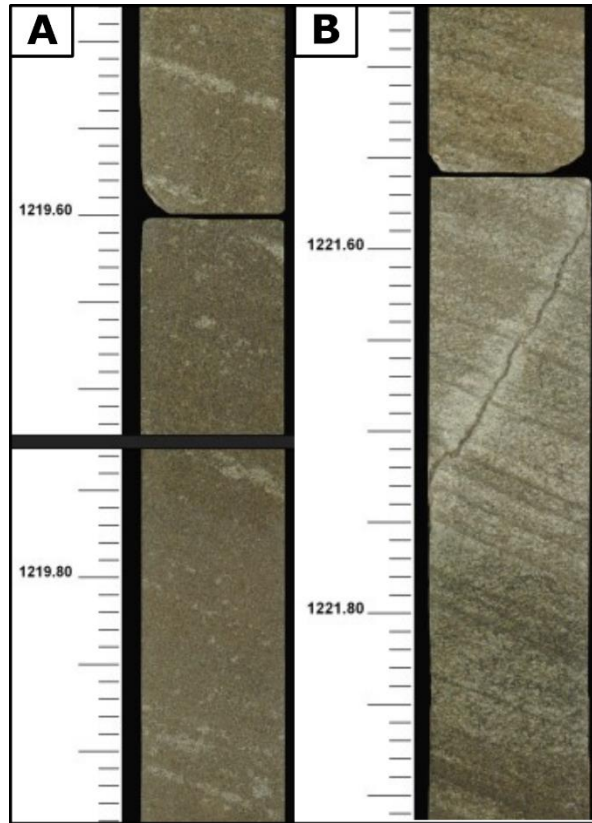


Figura 39. A) Se muestra una estructura entrecruzada de alto ángulo en el intervalo de 1219. 5 a 1219. 95 mbbp, evidenciando cierto grado de alteración por la calcita. B) En contraste, se observa otra estructura entrecruzada de alto ángulo con un elevado grado de alteración debido a procesos diagenéticos, acompañado de la presencia de fracturas inclinadas.

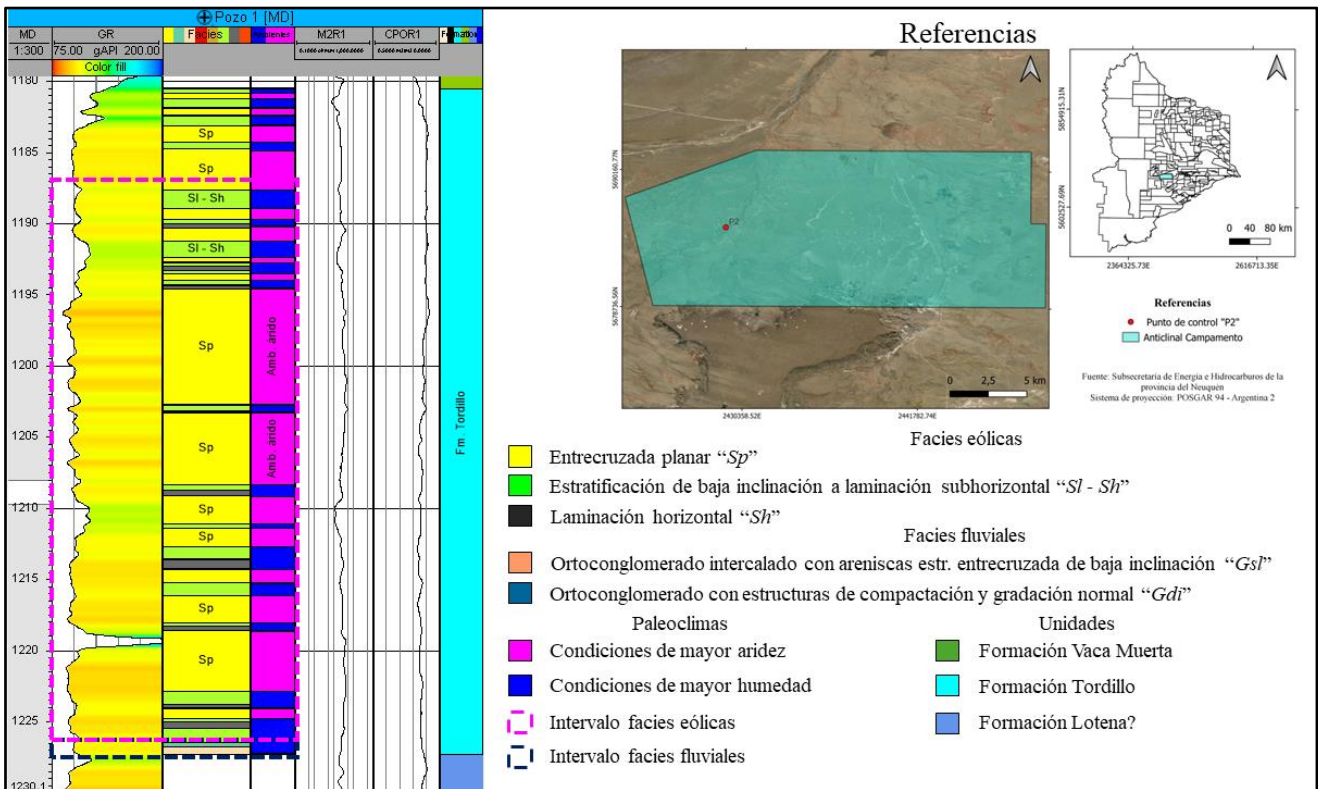


Figura 40. Calibración de litofacies con electrofacies basadas en valores de GR (rayos gamma), resistividad y porosidad para el pozo "P1".

En el caso del **pozo P2**, se empleó una metodología similar a la aplicada en el pozo P1 para estudiar las muestras de corona. En este caso, también las diferentes litofacies se calibraron con las electrofacies observadas en función de los registros de rayos gamma (GR). De este modo, se observaron respuestas del orden de 120 °API en litofacies tipo *Sp*, compuesta por dunas eólicas de grano fino, que se intercalan con delgados niveles de litofacies con menor ángulo de estratificación y laminación subhorizontal (*Sl - Sh*) desde los 1218 hasta los 1220 mbbp. Esta última litofacies presenta valores mínimamente superiores alcanzando los 125 °API (Fig. 41).

Hacia los 1221. 15 mbbp se observa una disminución significativa de la respuesta de GR hacia los 95° API en litofacies correspondientes a tipo *Sp*. Los niveles superiores de la profundidad mencionada presentan valores que ostentan los 105° API y que coincide con un sector fracturado y de intensa intercalación entre arenisca fina de tonalidad ocre y otra de tonos verdosos evidenciando un contenido mayor de arcillas (cloritización).

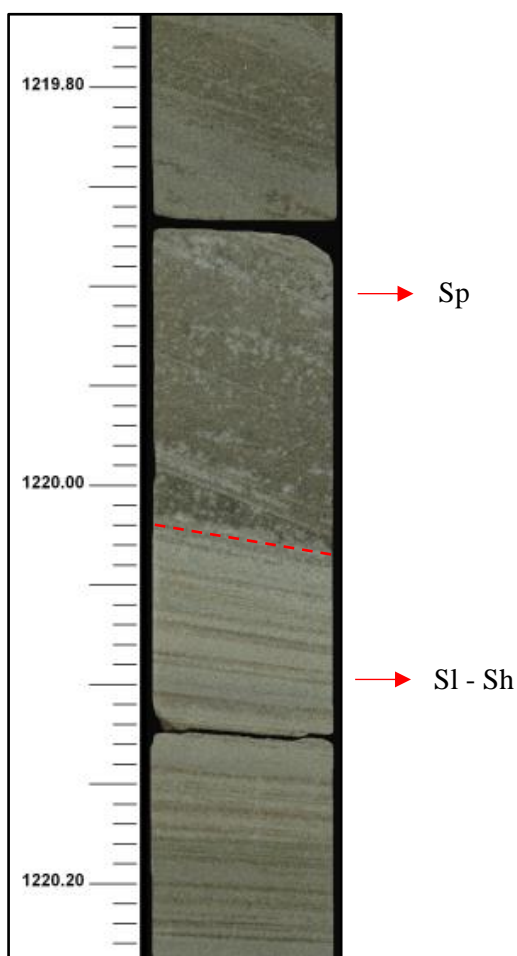


Figura 41. La muestra comprendida entre los 1219. 8 hasta los 1220. 25 mbbp muestra la transición entre estructuras entrecruzadas y de menor inclinación a laminación subhorizontal correspondiente a zonas de interdunas. Además, en los puntos de mayor respuesta en GR, se aprecia un cambio de tonalidad de gris oliva a blanquecino, que aumenta en predominancia incluso sobre delgados espesores de areniscas.

A la profundidad de los 1222. 65 mbbp, se identifica un intervalo de areniscas que reducen su ángulo de estratificación hacia una laminación subhorizontal (*Sl - Sh*), con valores de GR que experimentan una depreciación de su registro alrededor de los 85 °API. Luego, existe un espesor de corona que abarca desde los 1223. 58 hasta 1226. 84 mbbp, en donde se encuentran diferentes intercalaciones entre litofacies *Sp* y *Sl - Sh* que registran valores de GR desde 105 °API hasta los 120 °API. Hacia los 1224. 85 hasta los 1225. 25 mbbp, esta última litofacies experimenta un incremento en la lectura de GR, logrando alcanzar los 130° API.

En el intervalo hacia los 1229 mbbp, se identifica una zona con valores anómalos de GR, registrando cifras que oscilan entre 110 y 150 °API. Estos valores se corresponden con litofacies de baja angularidad del tipo *Sl - Sh*. Específicamente, los valores más elevados de GR se encuentran en el rango de espesores que abarca desde los 1229. 80 hasta los 1230 mbbp, donde predominan areniscas de tonalidad gris blanquecina con desarrollo de estructuras ondulíticas, intercaladas con niveles de arenas de mayor tamaño de grano y tonalidad verde oliva. La intercalación entre arenisca fina y más gruesa evidencia contrastes climáticos, indicando procesos donde existe mayor exposición sub-aérea y deflación, junto con periodos de mayor humedad en el ambiente (Fig. 42).

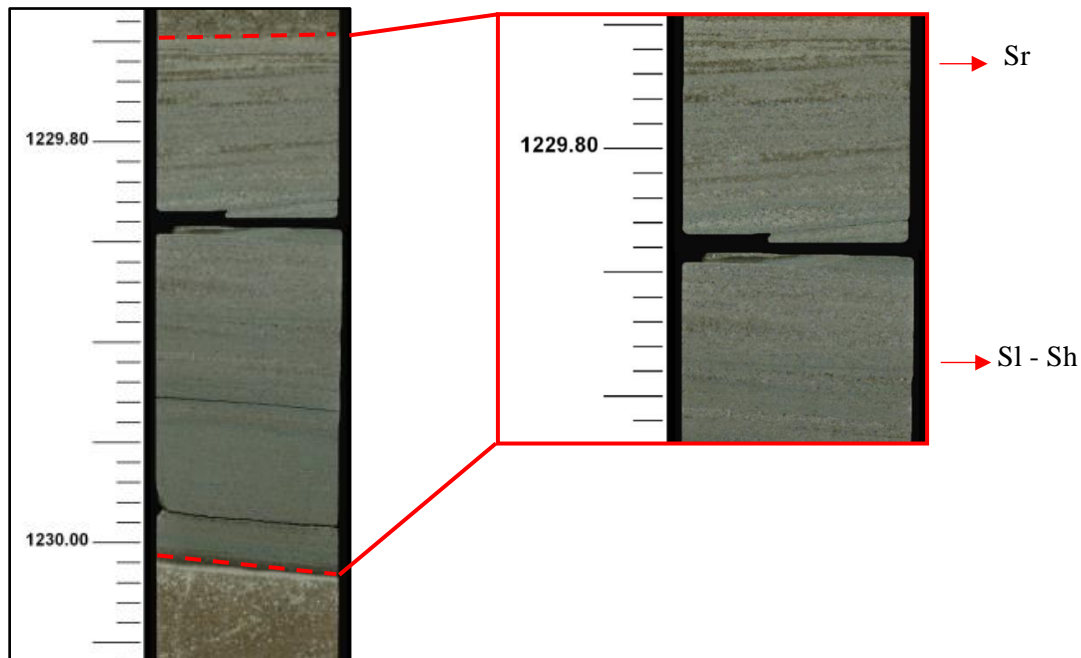


Figura 42. En el intervalo de profundidad de 1229. 80 a 1230 mbbp, se encuentra un sector correspondiente a interdunas, con desarrollo de estructuras sedimentarias de bajo ángulo a laminación subhorizontal (*Sl - Sh*), con presencia de ondulitas “*Sr*” al tope.

En el intervalo a los 1233.20 mbbp, se distingue un espesor de mantos de arena caracterizado por una disposición horizontal de los sedimentos. Esta litofacies, perteneciente al tipo *Sh*, presenta valores de GR en torno a los 105 °API (Fig. 43).

Mas adelante, a partir de los 1252.2 mbbp, se manifiesta un cambio dentro la secuencia del pozo. Se destaca la presencia de un ortoconglomerado con diversas intercalaciones de clastos, acompañado de niveles arenosos que muestran una variabilidad en la participación de arcillas (Fig. 30). En términos generales, la lectura de GR tiende a lograr cifras alrededor de los 100 °API, aunque se registran niveles superiores, alcanzando los 120 °API. Este último valor, se halla asociado a un sector donde existe la mayor concentración de clastos de mayor tamaño y de origen volcánico. En esta sección, se intercalan niveles arenosos que presentan litofacies con estratificación horizontal del tipo *Sh*. A mayores profundidades, en general, predominan litofacies con baja angularidad correspondiente a interdunas (*sand sheet*), con registro del orden de 110 a 120 °API. Sin embargo, a los 1255.8 mbbp, se destaca la presencia de depósitos *wadi* (Fig. 27), seguidos por areniscas tipo *wacke* que contienen clastos conglomerádicos aislados, junto con evidentes estructuras de deformación por escape de fluidos (Fig. 31) coincidiendo con un aumento en la lectura hasta los 140 °API.

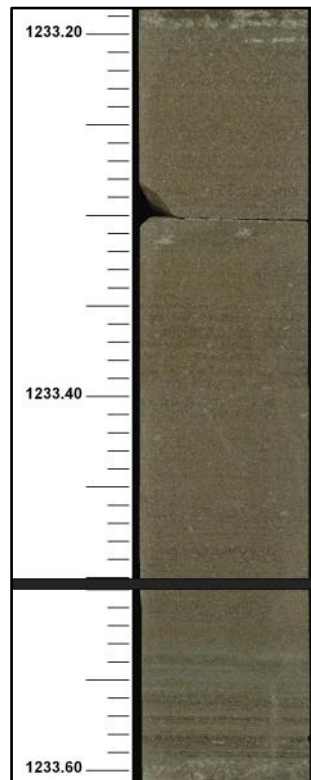


Figura 43. Intervalo de interduna o *sand sheets*, conformado por litofacies *Sh*.

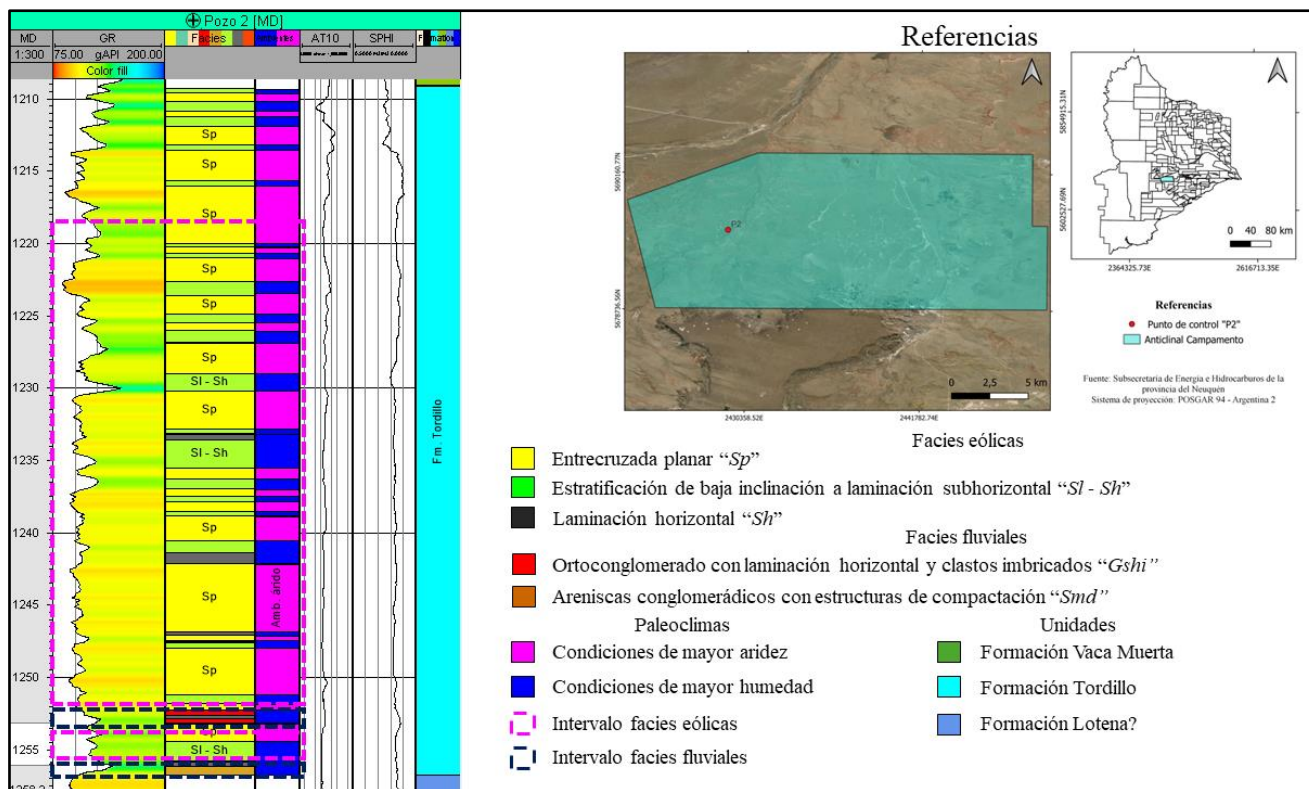


Figura 44. Calibración de litofacies observadas en testigos corona en el pozo "P2" con electrofacies basadas en valores de GR (rayos gamma).

Mediante la calibración realizada en los pozos que disponen de datos de corona, se logró asignar una respuesta eléctrica ($^{\circ}$ API) a cada una de las litofacies detalladas en los capítulos 9.2.1 y 9.2.2 (ver [Tabla VII](#)) utilizando perfiles de GR. Esta información es esencial para la extrapolación a otros puntos de control, lo que posibilita la identificación de las diferentes electrofacies presentes junto con su respectiva estructura sedimentaria, para establecer correlaciones. Estas correlaciones permiten asociar periodos de mayor aridez y humedad vinculado a una determinada asociación de facies y elemento arquitectural.

Las correlaciones trazadas en direcciones N – S y NE – SO, basadas en principios de estratigrafía de alta frecuencia en sistemas continentales, se han realizado para facilitar la comprensión de la distribución de facies y los cambios estratigráficos en la Formación Tordillo a lo largo del área de estudio. Además, se han nivelado al tope de la unidad mencionada, con el objetivo principal de desarrollar una correlación global que integre todos los puntos de información disponibles (ver Anexos [1](#), [2](#), [3](#) y [4](#)). Estas correlaciones no solo facilitan la interpretación de los datos, sino que también servirán para la construcción del modelo depositacional final.

A partir de la información recopilada de los distintos puntos de control, se ha logrado elaborar un mapa temático que detalla los porcentajes de las facies sedimentarias presentes en cada uno de estos puntos (Fig. 45). Esta representación divide la formación en dos secciones principales: un intervalo basal de origen fluvial y un intervalo superior eólico. La parte interpretada como depositada en un ambiente fluvial generalmente no supera los tres metros de espesor, lo que la hace minoritaria en comparación con el espesor total de origen eólico, que suele representar más del 90 % del espesor analizado.

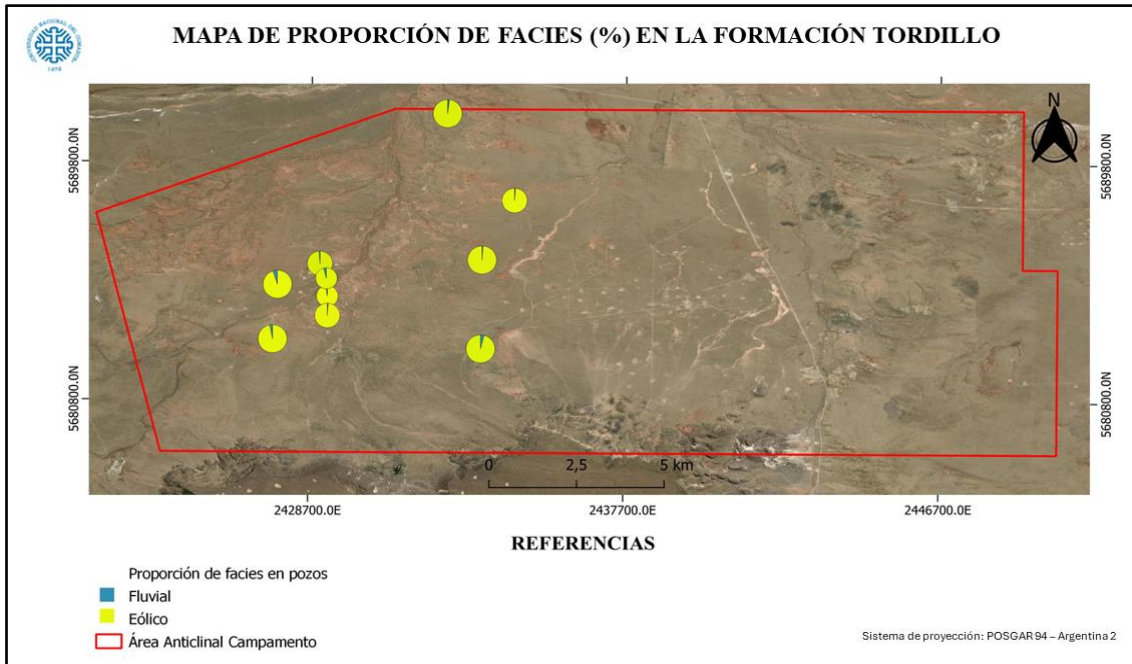


Figura 45. Proporción de facies (%) presente en Formación Tordillo en diferentes puntos de control analizados en el área de estudio.

10. MODELO DEPOSITACIONAL Y EVOLUCIÓN

10.1. Introducción

Basándose en la información recopilada y en el análisis de diversas litofacies y elementos arquitecturales interpretados a partir de puntos de control con datos de corona (P1 y P2) y su extrapolación a los demás pozos utilizando las electrofacies calibradas se formuló un modelo depositacional de los sedimentos. Además, se han identificado cuatro secuencias sedimentarias de evolución, teniendo en cuenta las variaciones en granulometría, las estructuras sedimentarias, los espesores y las relaciones entre las distintas litofacies.

10.2. Evolución paleoambiental y modelo depositacional

Mediante el análisis detallado de diversos puntos de control, se ha logrado identificar una columna sedimentaria que presenta cambios bruscos en el relleno sedimentario, indicativos de condiciones contrastantes en la sedimentación sin gradaciones evidentes.

Conforme se mencionó previamente, esta columna sedimentaria puede dividirse en secuencias distintas. La secuencia inicial se caracteriza por la existencia de cuerpos canalizados que reposan sobre rocas clásticas finas pertenecientes a la Formación Barda Negra/Lotena, compuesta mayormente por depósitos de granulometría gruesa. Estas litologías específicas corresponden a ortoconglomerados y areniscas conglomerádicas, formando parte de elementos arquitecturales como canales gravosos multiepisódicos con un espesor que alcanza hasta dos metros. En su mayoría, estos canales fluviales se distinguen por su confinación limitada y un régimen efímero, caracterizado por una baja dilución y de naturaleza episódica.

La génesis de estos depósitos gravosos se relaciona con flujos tractivos de moderada a elevada energía, evidenciados por una dirección unidireccional marcada por la imbricación exhibida en los clastos de mayor tamaño. Es importante destacar que estos depósitos se encuentran separados mediante la discordancia Intramálmica de los sedimentos finos pertenecientes al Grupo Lotena, revelando un marcado contraste energético entre los sedimentos marinos de muy baja energía hacia paquetes de conglomerados de una elevada energía y origen continental.

Sobre estos canales gravosos, se identifica una unidad subsiguiente, correspondiente a facies tipo vaques o *wacke* que exhiben la presencia de estructuras de deformación por escape de fluidos. Esta facies se asocia a una saturación de fluido post-deposicional, dando lugar a una sobrecarga de sedimentos. Las estructuras resultantes se forman

mediante procesos de licuefacción e inyección de fluidos, generalmente vinculadas a depósitos de alta densidad no encauzados, denominados flujos hiperpicnicos.

Estos depósitos señalan un periodo de elevada humedad, permitiendo la alternancia de procesos de decantación en un ambiente con cierto nivel de energía reducido, junto con flujos de elevada densidad que poseen una mayor energía.

Sobre el previo depósito de lóbulos de interduna húmeda, destaca un extenso espesor de areniscas eólicas, formando parte de uno de los elementos arquitecturales de mayor importancia en la zona de estudio, denominado en este trabajo como dunas eólicas (*Du*). Estas dunas se caracterizan por estar compuestas exclusivamente por litofacies *Sp* que se habrían formado con paleovientos de orientación sudoeste - noreste de acuerdo con trabajos previos (Peroni et al., 1984; Zavala et al., 2002; Zavala et al., 2005). Es común que este depósito sea truncado por depósitos de interduna que se superponen sobre él, identificándose por presentar un menor ángulo de inclinación en su estratificación hasta alcanzar una disposición subhorizontal. Esta reducción en el ángulo de estratificación sugiere variaciones en factores climáticos que afectan la disponibilidad de arenas y, por ende, influyen en el desarrollo de campos de dunas y interdunas (*sandsheets*). Esta secuencia presenta una amplia continuidad hasta una interrupción de la sedimentación producto de la ocurrencia de una importante transgresión marina del Jurásico Superior (Tithoniano) que depositó un importante espesor de rocas clásticas finas perteneciente a la Formación Vaca Muerta.

Con base en la descripción detallada proporcionada, se ha desarrollado un modelo depositacional que contiene todos los elementos arquitecturales mencionados (Fig. 46). Además, se efectuaron varios perfiles esquemáticos que ofrecen información adicional sobre los elementos arquitecturales y su localización en el esquema paleoambiental abordando tanto las estructuras sedimentarias como las principales litologías presentes ([Anexo 5](#)).

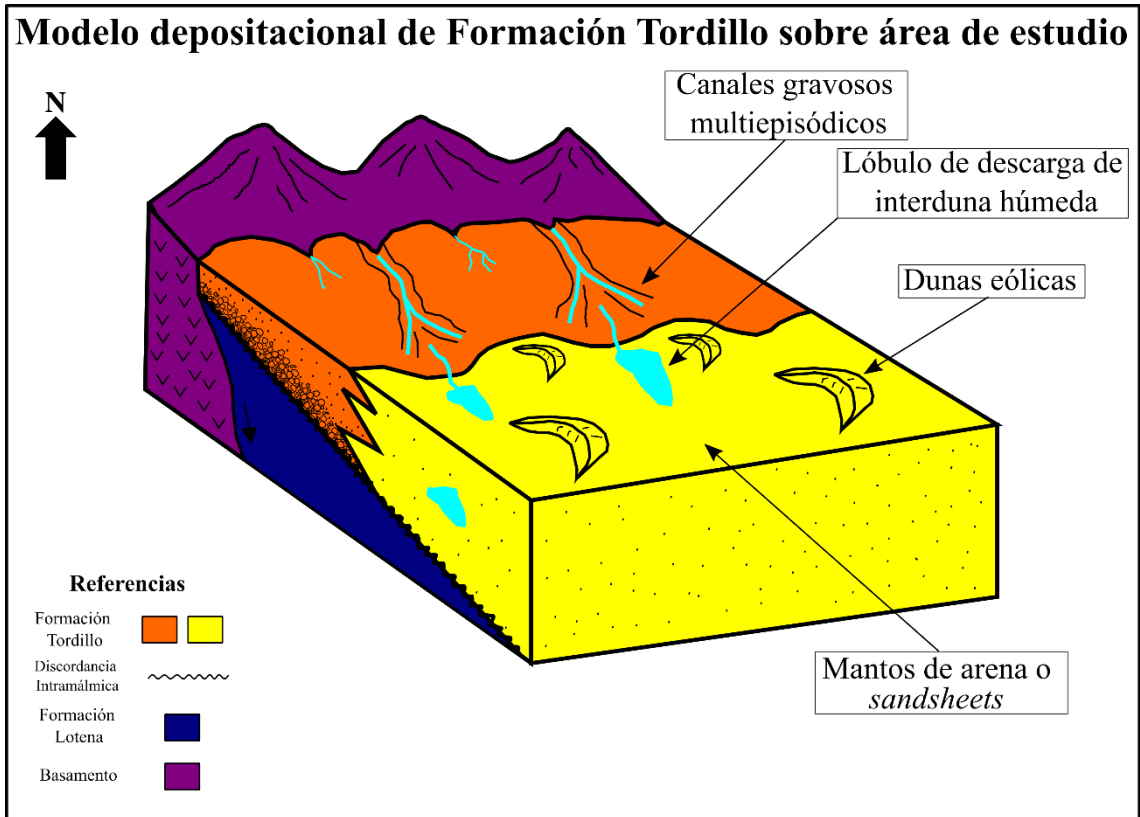


Figura 46. Reconstrucción depositacional de los sedimentos pertenecientes a la Formación Tordillo en el área de estudio.

11. RESULTADOS Y DISCUSIONES

11.1. Introducción

En la elaboración de este capítulo, se llevó a cabo una comparación de los resultados obtenidos en diversos sectores dentro de regiones cercanas, con las interpretaciones del presente trabajo (Fig. 47).

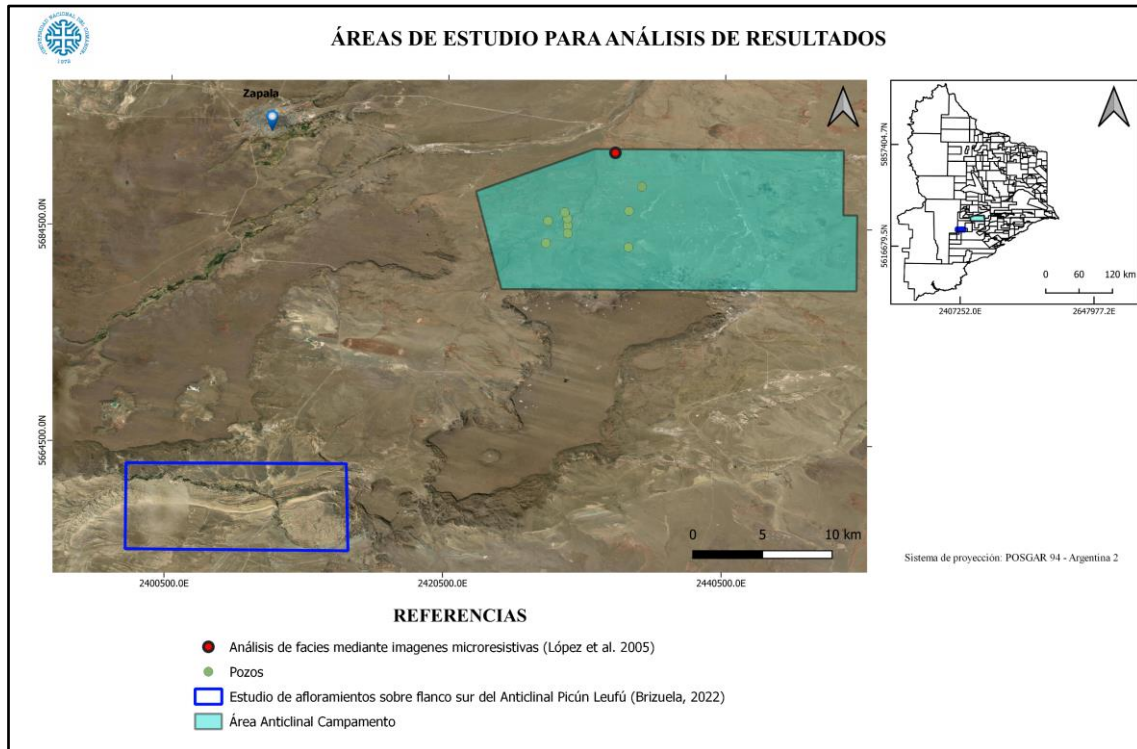


Figura 47. Ubicación de las áreas de estudio destinadas al análisis comparativo de resultados.

Es importante resaltar que en los depósitos de estas zonas se ha aplicado un método de análisis que considera la acción de los factores alogénicos en la evolución estratigráfica de la Formación Tordillo. Se asume que la variabilidad en la relación entre la tasa de acomodación y la tasa de aporte de sedimentos es la causa de los cambios en la arquitectura estratigráfica. Estos cambios son impulsados por la interacción de diversos factores externos a los sistemas de acumulación, especialmente la tectónica y el clima (Vail et al., 1991; Shanley y McCabe, 1994).

Además, se destaca que las escalas de trabajo y tipo de datos para cada sector analizado han sido diferentes. En el caso del flanco sur del Anticlinal Picún Leufú, el enfoque se centra en el estudio sobre afloramientos. Por otro lado, para el bloque Anticlinal Campamento, se han empleado escalas menores utilizando testigos corona y reconstrucciones por imágenes micro resistivas.

Las interpretaciones presentadas en este informe se derivan del análisis de conceptos fundamentales de estratigrafía de secuencias, centrándose específicamente en los factores que controlan el registro sedimentario. Es importante señalar que, en este intervalo sedimentario caracterizado por la completa continentalización de la cuenca, no se evidencian influencias asociadas a las variaciones de la línea de costa (procesos eustáticos). Por lo tanto, las secuencias de relleno en este contexto son el resultado de una recurrencia de procesos depositacionales influenciados principalmente por factores externos oscilatorios o alogénicos, conocidos como "*Upstream Controls*". Estos procesos abarcan la influencia de la tectónica, tanto en términos de subsidencia como de levantamiento, el clima y las dinámicas propias de los sistemas depositacionales, destacando la autogénesis como un componente esencial.

11.2. Análisis de resultados de Formación Tordillo en Anticlinal Campamento

En lo que se refiere al área de estudio del presente trabajo, se destaca la influencia combinada de procesos tectónicos y climáticos, los cuales controlan la cantidad y tipo de material sedimentario potencialmente aportado a la cuenca (Schumm, 1993; Olsen et al., 1995). Este control se manifiesta claramente en una influencia tectónica evidente, generando esfuerzos compresivos que provocan inversión tectónica sobre fallas de *rift* preexistentes en el sector sur de la cuenca, dando lugar a la estructuración de la Dorsal de Huincul (Vergani et al., 1995; Pángaro et al., 2002; Mosquera y Ramos, 2006). Este episodio produciría un importante suministro de sedimento durante la exposición de estas áreas fuente.

En relación con los depósitos basales de la mencionada unidad, se destaca su estrecha vinculación con el inicio de los episodios de reconfiguración del sistema continental identificado en la zona de estudio. Estos depósitos son predominantemente sedimentos fluviales de régimen efímero y proximales, evidenciando estas características a través de su granulometría, además de su mala selección y elevada energía. Estos sedimentos comprenden conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas de textura media a fina. Algunas interpretaciones sugieren que estos depósitos conglomerádicos, que presentan en alguna oportunidad intercalaciones con material arenoso, se consideran barras que conforman canales gravosos multiepisódicos, acumulándose aguas abajo en sistemas fluviales con escaso confinamiento y considerable turbulencia (Spalletti y Colombo, 2005).

Además, se sostiene que los clastos que contienen la Formación Tordillo generalmente presentan caras subangulares a subredondeadas y derivan principalmente de fuentes volcánicas (Spalletti et al., 2008). Pudiendo distinguirse al menos dos grupos: los clastos de tonos claros (gris claro, rosado, amarillento) relacionados con material volcánico silíceo, como riolitas, ignimbritas y tobas silicificadas. En contraste, los tonos oscuros (gris oscuro, gris azulado) se asocian a clastos volcánicos máficos, incluyendo basaltos y andesitas basálticas.

En términos generales, los espesores observados de este elemento arquitectural en los diversos puntos de control disponibles indican que difícilmente superan los tres metros de espesor. Sin embargo, esta limitación en su potencia revela que los procesos tectónicos actuantes ejercen un control directo en la destrucción del espacio de acomodación en ese determinado momento de la cuenca, en concordancia con la estructuración del paleorrelieve de Huincul. Por lo que este fenómeno de gran magnitud, registrado durante el post Oxfordiano y pre Kimmeridgiano medio a alto, habría constituido el ascenso de áreas topográficas acompañado de una importante reconfiguración de los sistemas de acumulación (Vergani et al., 1995). Esto repercutiría en primera instancia en una eventual caída del nivel de la freática (Olivo, 2016), acompañado de una disminución en el espacio de acomodación.

En determinado momento, en la cuenca han acontecido fenómenos como precipitaciones inusuales, asociados a un fuerte control climático. Estos eventos, que se producen de manera episódica, dan como resultado diversas intercalaciones entre conglomerados y areniscas, emparentado a una elevación hacia niveles más superficiales de la freática. Este fenómeno ejemplifica el control que los cambios climáticos pueden ejercer en la descarga y, por consiguiente, en la tasa de aporte de sedimentos. Así, generar un impacto directo en la relación entre la tasa de acomodación y la tasa de aporte de sedimentos. En general, los cambios climáticos ocurren en una escala de tiempo breve en comparación con los cambios eustáticos y tectónicos, lo que provoca respuestas sensibles y rápidas en los sistemas de acumulación (Schumm, 1993). Estas intercalaciones existentes entre conglomerados y areniscas mencionadas previamente reflejan variaciones en la capacidad de fluidez del fluido (viscosidad), manifestándose en una mayor o menor presencia de matriz presente entre clastos (Fig. [30](#), [32](#) y [33](#)). Todos estos procesos y eventos mencionados dan como resultado una desigual proporción de facies observado en cada

uno de los pozos, donde las facies eólicas son significativamente predominantes por sobre las fluviales, ubicadas en la base de la unidad en análisis ([Fig. 45](#)).

En general, como se ha mencionado anteriormente, estos depósitos gruesos están representados en el área de estudio por una escasa potencia. Mediante un análisis de proporción de facies (eólico/fluvial), se obtienen relaciones del tipo 95/5, 97/3, lo que demuestra la amplia predominancia de sedimentos eólicos. En el pozo P8, situado en los sectores más septentrionales del bloque, López et al. (2005) estimaron para la Formación Tordillo un espesor que alcanzó un valor aproximado de 92 m. La proporción de facies fluviales a eólicas es de 95/5 %, siendo minoritarias las fluviales con tan solo unos 4.6 m de representatividad. Este registro respalda las distintas estimaciones porcentuales planteadas en el mapa correspondiente a las proporciones de facies determinadas para el área y unidad en estudio.

Hacia sectores más australes del área, por encima de dichos elementos arquitecturales correspondiente a barras fluviales, se deposita otro elemento arquitectural de menor extensión y representatividad. Este elemento se origina debido un flujo tractivo que deposita material como resultado de la desaceleración causada por la fricción basal de un flujo acuoso en un cuerpo de agua poco profundo (Wright, 1977; Elliott, 1986; Bhattacharya, 2006), específicamente sobre corredores de interduna. Cabe consignar que no se han reconocido depósitos asignados a dunas, de manera que podría tratarse de un evento sin la presencia de las mismas. Este evento está relacionado con la ciclicidad climática y los periodos lluviosos, que provocan la somerización del nivel freático hacia niveles cercanos a la superficie, lo que, en algunos casos, se manifiesta mediante la surgencia de lagunas efímeras de distribución areal reducida que corresponden a interdunas húmedas.

Dentro de este elemento arquitectural, se experimentan periodos de menor energía que facilitan la decantación de material fino. Sin embargo, la presencia de vaques y clastos de mayor tamaño dispuestos de manera aislada estaría vinculada a episodios de descarga intensa de material en respuesta a factores climáticos actuantes, como la ciclicidad climática. Estos eventos de descarga serían el resultado de la dilución y fluidización de un flujo hiperconcentrado, depositando litofacies de granulometría fina asociado a procesos de decantación y descargas turbulentas (Ballance, 1984). La presencia de estructuras de deformación por carga indica procesos de licuefacción del material sedimentario (Leeder, 1999; Collinson et al., 2006).

Se señala que este depósito está relacionado con cambios en la energía dentro de un sistema, siendo estas variaciones el resultado de descargas fluviales discontinuas, posiblemente durante periodos de mayor humedad. Durante estos momentos, el aporte de material se ve incrementado, lo que permite la ocurrencia de avenidas o inundaciones no encauzadas turbulentas, depositando *wackes* y clastos aislados. En momentos de disminución de la energía, serán momentos donde se produce la precipitación de los elementos más finos.

El resto de la columna sedimentaria de la Formación Tordillo está compuesto por sedimentos eólicos, conformando un extenso sistema eólico que incluye la asociación de dunas eólicas (*Du*) y mantos eólicos o *sandsheets* (*Ma*). Este intervalo eólico se define por la presencia de sedimentitas que conforman dunas y mantos eólicos, cada uno de ellos se caracterizan por separado, ya que representan diferentes condiciones de acumulación dentro de un *erg*.

Los intervalos de dunas se identifican por la presencia de facies arenosas con estratificación entrecruzadas planar (*Sp*), que muestran una elevada angularidad y un grado variable de alteración por la calcita. Estos cuerpos tienen un espesor que oscila entre 0.5 y 5 m, llegando excepcionalmente hasta 6 m. La variación en los espesores de las dunas se atribuye principalmente a cambios temporales en el volumen de sedimento disponible o en la tasa de transporte frente a la depositación de arena debido a factores principalmente climáticos (Meadows y Bleach, 1993). Los contactos con otros cuerpos son netos, con una base y techo generalmente planos. En ocasiones, entre los *sets* entrecruzados sucesivos, se pueden encontrar niveles de facies con un ángulo de estratificación inferior (*Sl* – *Sh*), logrando alcanzar inclusive una disposición subhorizontal (*Sh*) correspondiéndose a mantos de arena.

Los intervalos de dunas se interrumpen por niveles de interdunas, definidos aquí como mantos de arena (*sand sheets*), con espesores de hasta 1.5 m. Estos depósitos suelen ser areniscas finas a medianas, muy bien seleccionadas, con laminación horizontal en la parte superior, aunque en ocasiones la observación puede ser difusa debido al desarrollo de estratificación ondulítica (*Sr*). A través de los testigos corona ha sido posible observar el grado de dificultad que implica determinar los espesores de cualquiera de los elementos arquitecturales presentes en dicho sistema. Esto se debe a que es frecuente encontrar un cambio gradual en el ángulo de estratificación de los sedimentos, lo que representa en sí mismo un desafío al marcar el inicio y el final de una condición de acumulación en el

sistema. Sin embargo, se tiene la certeza de que estas dunas habrían estado separadas por interdunas cubiertas por ondulitas eólicas (*ripples*), las cuales probablemente habrían recibido la influencia por parte de un nivel freático cercano a la superficie (Mountney, 2006). En este contexto, es muy probable que las dunas hayan migrado sobre superficies con bajo ángulo de inclinación (Kocurek, 1981).

Un ejemplo ilustrativo de la influencia de la freática en estos depósitos fue observado en la tercera corona extraída del pozo P2. En esta, es posible observar la interdigitación entre areniscas finas a medianas y niveles con concentración de clastos de mayor tamaño, un fenómeno que se repite en diferentes intervalos en respuesta a una ciclicidad climática que fluctúa en subambientes áridos y húmedos ([Fig. 27](#)). Estos niveles de concentración de clastos de mayor granulometría estarían vinculados a subambientes húmedos, probablemente ocasionados por descargas de precipitaciones inusuales en el desierto (*wadis*). Estos eventos caracterizados por su corta duración producen una elevación del nivel freático hacia niveles superficiales.

En los sectores septentrionales del área de estudio, específicamente en el pozo “P8”, López et al. (2005) identificaron un intervalo significativo de sedimentos eólicos por encima de la sección basal fluvial minoritaria. En este intervalo, se observaron diversos elementos arquitecturales, incluyendo dunas e interdunas. A partir de esta identificación, se han establecido diversas superficies con diferentes niveles jerárquicos.

Las superficies de primer orden, conocidas como “de estabilización”, corresponden a los intervalos de interduna dentro de la secuencia eólica (Fryberger, 1990). Por otro lado, los intervalos de dunas que se caracterizan por la presencia de areniscas con estratificación entrecruzada planar, donde cada *set* erosiona el subyacente, genera discontinuidades denominadas “superficies de apilamiento” de segundo orden (Fryberger, 1990).

Por otra parte, los espesores observados para los *sets* varían entre 0.5 y 6 m. En general, estos *sets* muestran una orientación de estratificación consistentes, lo que sugiere condiciones de estabilidad durante la deposición de dicho material en relación con la dirección de los paleovientos. La morfología de las dunas identificadas destaca la presencia de dunas tipo barjanes, con la posible formación de cordones barjanoides en áreas no marginales del desierto, donde se encuentran los mayores espesores de la unidad. Además, estas características morfológicas sugieren que los paleovientos predominantes provenían desde el Oeste – Suroeste.

En la sucesión estudiada, se destaca la presencia de estructuras de deformación sinsedimentaria atribuidas a procesos de licuefacción y escape de fluidos. Sin embargo, existe alguna diferencia en cuanto a su ubicación dentro del intervalo. Siendo que, en las coronas pertenecientes al área de estudio, estas estructuras fueron observadas por encima de depósitos de barra, vinculando el proceso que las originó principalmente a descargas turbulentas y un flujo hiperconcentrado asociado a precipitaciones inusuales.

Mientras que, López et al. (2005) las han ubicado en la parte superior de la secuencia, producidas debido a la rápida transgresión marina vinculada a la Formación Vaca Muerta. Esta última observación no ha podido ser corroborada con las muestras de corona de pozos más al sur del sitio de estudio, dado que estas no alcanzan a cubrir el tope de la secuencia correspondiente a la unidad, lo que imposibilita observar el contacto entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta.

Desde la perspectiva de la caracterización del reservorio, la Formación Tordillo ha sido dividida en tres subambientes cuyas características petrofísicas pueden relacionarse con los rasgos depositacionales previamente descriptos. Estos mecanismos depositacionales pueden influir en la diagénesis de los sedimentos en diferentes grados. Tanto la unidad basal fluvial como la unidad eólica superior muestran las peores calidades de reservorio, caracterizados por propiedades petrofísicas deficientes, como una baja porosidad (promedio entre 7 y 6%). En contraste, el intervalo eólico intermedio, que comprende principalmente los depósitos de dunas, exhibe las mejores condiciones de reservorio (promedio cercano al 10%).

En el bloque Anticlinal Campamento, se ha elaborado un mapa que representa la variación de dicha propiedad petrofísica ([Fig. 48](#)), exhibiendo un rango de valores que varían entre el 10 y 16 %. A partir de esta figura, es posible identificar un patrón en el que la propiedad muestra variaciones en dirección suroeste a noreste, coincidiendo con la dirección de los paleovientos causantes de la deposición de los sedimentos. Este análisis refleja la variación en planta de la propiedad, la cual es resultado de la intercalación entre elementos que componen el sistema eólico, es decir, entre dunas y interdunas.

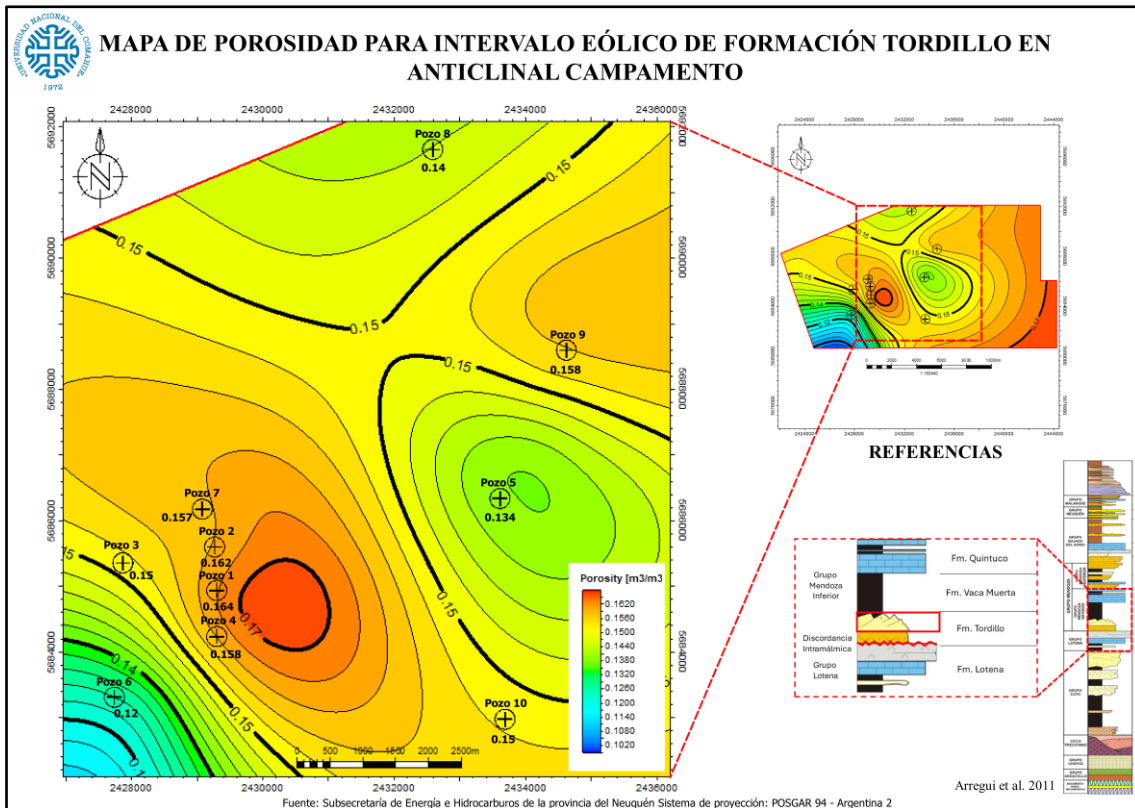


Figura 48. Mapa de porosidad, generado a partir de registros de pozo para el bloque Anticlinal Campamento.

Además, como se ha mencionado previamente, la marcada diferencia en los espesores de la unidad de interés a lo largo de los distintos pozos ubicados en el bloque Anticlinal Campamento (Fig. 36), sugiere que esta variación en los espesores puede explicarse por la deposición de sedimentos en diferentes regiones dentro de un desierto. En los sectores centrales del desierto, se observan elementos con las formas de lecho más pronunciadas y de máximo desarrollo, alcanzando los máximos espesores. Estos sectores, a su vez, presentan las mayores mediciones de porosidad y, por lo tanto, la mayor calidad de reservorio. En contraste, en las zonas marginales donde existe una menor disponibilidad de material, reúne las condiciones que favorecen a la formación de elementos con formas de lecho de menor ángulo y una proporción muy inferior de dunas, lo que resulta en una menor medición de porosidad y peores calidades de reservorio en estas regiones del desierto.

De este modo, fue posible en la presente zona de estudio determinar la existencia de 4 elementos arquitecturales conformados por diferentes asociaciones de facies que se componen por dunas eólicas, mantos de arena, canales gravosos multiepisódicos y depósitos de interduna húmeda.

11.3. Análisis de resultados en flanco sur del Anticlinal Picún Leufú

En el flanco sur del Anticlinal Picún Leufú, Brizuela (2022) realizó un estudio de esta misma unidad, que implicó la realización de tres (3) perfiles en ubicaciones distintas con respecto a dicho anticlinal ([Fig. 47](#)). La potencia de los estratos medidas osciló entre los 24 y 82 metros. En este sector, se destaca la presencia de un contacto abrupto (discordancia Intramálmica) entre la Formación Lotena y la Formación Tordillo/Quebrada del Sapo, caracterizado por un marcado contraste energético entre limolitas rojizas a verdosas y conglomerados polimícticos.

Este estudio de campo, al utilizar diversas escalas de trabajo y contar con observaciones más completas y de mayor continuidad, posibilitó al intérprete identificar un número considerablemente mayor de facies en comparación con las observaciones previas sobre esta misma unidad en el bloque Anticlinal Campamento. En ambos casos, la metodología utilizada fue a escala de detalle, permitiendo definir asociaciones de facies y elementos arquitecturales. Sin embargo, en el caso del estudio en afloramiento, la variedad y calidad de descripción de facies fue superior debido a que no se encuentra la limitante vertical que representa el testigo corona, que consiste en una muestra cilíndrica de roca tomada del pozo a una profundidad específica. Por lo tanto, resulta improbable obtener una visión de la continuidad lateral de la secuencia como si es posible obtener a través de un afloramiento en superficie. Aunque estas muestras de testigo poseen la ventaja de ser una muestra física de la secuencia de roca en subsuelo posibilitando realización de ensayos petrofísicos, lo que le permite asignar a una profundidad exacta (en mbbp) determinado rasgo observado, ya sea un rasgo sedimentológico, de estructuras sedimentarias o de valores petrofísicos.

Por lo tanto, los estudios realizados sobre el flanco sur del Anticlinal Picún Leufú, reconocen un total de veinte litofacies. De estas, once se asocian con secciones fluviales y lagunares (unidades inferiores y medias), mientras que nueve corresponden a ambientes eólicos (unidades superiores). A partir de estas litofacies interpretadas, se definen seis elementos arquitecturales principales, cuatro de los cuales están relacionados con ambientes fluvio-lagunares, y dos característicos de ambientes eólicos. Estas cifras relevan una clara disparidad en la diversidad de litofacies determinadas en comparación con los resultados obtenidos en otros sectores de la cuenca. En el estudio en afloramientos, se identificaron veinte litofacies, mientras que, en el bloque Anticlinal Campamento, este número se reduce a siete, lo que representa una disminución del 65%.

Las diferencias no solo se limitan al número de litofacies interpretadas, sino también a la cantidad de elementos arquitecturales definidos, siendo seis y cuatro respectivamente. Sin embargo, la información extraída de los pozos del bloque Anticlinal Campamento resultó ser útil para establecer correlaciones entre los resultados y los procesos que intervienen durante la deposición de esta secuencia estratigráfica. Entre algunos de estos procesos, que se traducen en la mayor o menor influencia de ciertos factores de origen alogénico como el clima y la tectónica, han sido establecidos en el estudio, considerando la jerarquía de su impacto a un nivel regional o más local.

Esta comparación de análisis realizados en distintos puntos de la cuenca permite resaltar algunas similitudes, como la determinación de la existencia de elementos arquitecturales como canales gravosos multiepisódicos, lóbulos de descarga sobre lagunas efímeras, mantos de arena y dunas eólicas. Una secuencia basal conformada por un relleno de canales de alta energía, caracterizado por un flujo unidireccional de baja profundidad y sinuosidad, conformando canales gravosos multiepisódicos compuestos por ortoconglomerados y areniscas conglomerádicas. El contacto de estas facies de granulometría gruesa con depósitos marinos de muy baja energía infrayacentes (Formación Lotena) marca un gran contraste paleogeográfico, evidenciando un profundo cambio de régimen en la Cuenca Neuquina. Esta secuencia se interpreta como una sucesión sedimentaria donde el relleno multiepisódico corresponde a un sistema fluvial proximal, inferido por la textura y las estructuras sedimentarias presentes, que además en afloramientos del flanco sur del Anticlinal Picún Leufú evidencia la presencia de ventifactos, estratificación cruzada en artesa y *hummocky*. A su vez, destaca la ausencia de facies de granulometrías finas.

Otra observación destacable entre los presentes trabajos es la diferencia significativa en los espesores observados en ambos sectores de la cuenca. Por ejemplo, en el flanco sur del Anticlinal Picún Leufú, los canales multiepisódicos presentan espesores entre 2 y 10 metros, mientras que en el área de estudio (Anticlinal Campamento), los espesores observados a través de coronas son significativamente inferiores, encontrándose en el rango de 1 a 2 metros de potencia. Sin embargo, después de la calibración con las electrofacies, ha sido posible determinar espesores en los distintos puntos de control que van de 3 a 4 metros.

En el trabajo de superficie se individualizaron dos ciclos de depósitos conglomerádicos que fueron asociados a factores tectónicos alternando con dos grandes intervalos de

depósitos eólicos con ciclicidad predominantemente climática (alternancias de alta frecuencia de dunas y *sand sheet*).

Las facies eólicas comprenden elementos de mantos de arena (*sandsheets*) y dunas eólicas, correspondientes a secciones intermedias y superiores de la unidad y que están influenciadas por la alternancia entre periodos áridos y húmedos, donde el clima actúa como factor alogénico principal. De esta manera, durante los periodos subacuados, que se caracterizan por ser los intervalos de mayor humedad y por consiguiente una freática próxima a superficie, la disponibilidad de material disminuye, resultando la deposición de areniscas con una menor angularidad hasta alcanzar una disposición subhorizontal. Mediante los testigos, también fue posible identificar intervalos con espesores de areniscas eólicas de baja angularidad intercaladas con niveles de clastos de mayor tamaño de grano entre las láminas de areniscas (Fig. 49), evidenciando eventos vinculados con descargas por precipitaciones inusuales en el desierto (*wadis*).

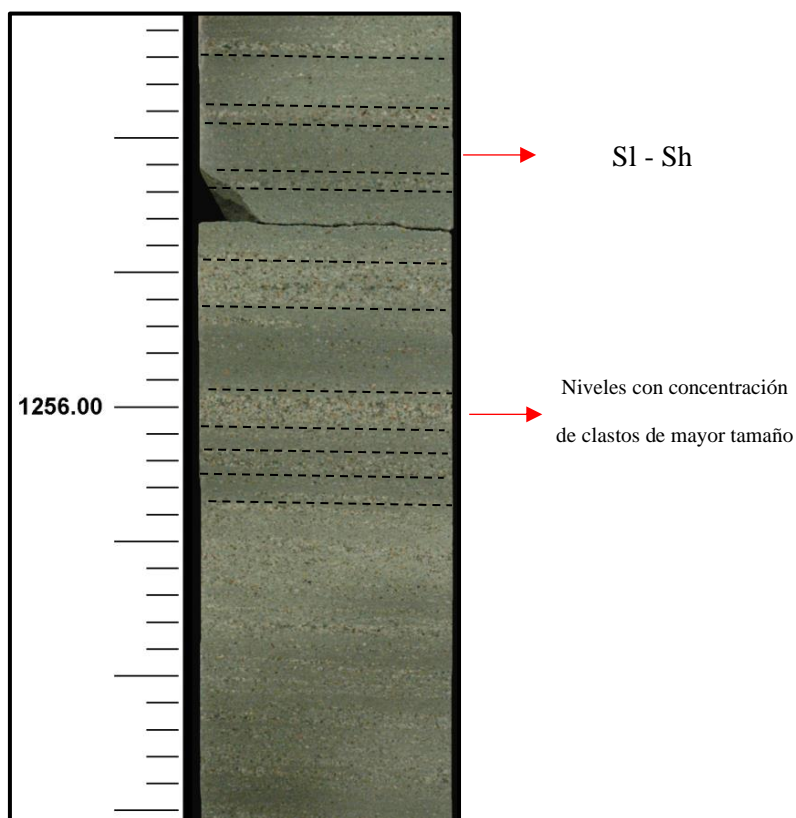


Figura 49. Muestra de corona a los 1256 mbbp del pozo P2, que exhibe diversos niveles con concentraciones de clastos intercalado con láminas de areniscas con bajo ángulo de estratificación (*Sl - Sh*).

En periodos no húmedos, que resultan en un descenso del nivel freático y corresponden a climas áridos, la disponibilidad de material aumenta junto con la capacidad de transporte, facilitando la construcción y expansión de dunas eólicas (Mountney, 2006).

Durante periodos de extrema aridez, se asume que los sistemas fluviales efímeros se desactivan, y la ocurrencia de tormentas episódicas en el desierto puede llevar a descargas de material más grueso entre las facies eólicas, sugiriendo la existencia de un retrabajo sobre sedimentos fluviales previamente inactivos. Estos eventos aislados ilustran los efectos que la ciclicidad climática (seco/húmedo) en la secuencia, donde predomina el clima árido.

Finalmente, sobre esta secuencia eólica se produce la transgresión marina que abarca gran parte de la cuenca, representada por las rocas que forman la Formación Vaca Muerta. En sectores de la subcuenca de Picún Leufú, este evento se manifiesta con estructuras de deformación (fluidización) y la presencia de areniscas conglomerádicas retrabajadas, indicando una superficie de ravinamiento transgresivo.

12. CONCLUSIONES

A partir de los estudios realizados por medio de testigos corona y perfiles eléctricos en el bloque Anticlinal Campamento, complementado con datos de afloramiento en el sector del flanco sur del Anticlinal de Picún Leufú, permitió ampliar el análisis de la Formación Tordillo, en la cual ha sido posible generar una reconstrucción depositacional de la secuencia conformada por depósitos continentales, permitiendo determinar las siguientes conclusiones:

- La sucesión kimmeridgiana continental analizada en el bloque Anticlinal Campamento muestra una discordancia basal (discordancia Intramálmica) con los depósitos marinos de Formación Lotena, mientras que en el tope se encuentra en contacto con las pelitas vinculadas a la transgresión marina del Tithoniano (Formación Vaca Muerta). En esta secuencia fue posible determinar 7 facies sedimentarias, las cuales se agrupan en asociaciones de facies fluviales (*GShi*, *GSl* - *Gdi*), lagunares (*Smd*, *Smd* - *Sh*) y eólicas (*Sp*, *Sl* - *Sh*, *Sh* - *Sr*, *Sh*).
- Basándose en las litofacies interpretadas, se han identificado cuatro elementos arquitecturales distintivos en la unidad. Dos de estos elementos corresponden a ambientes fluvio-lagunares (canales efímeros y lóbulos de interduna húmeda), mientras que los otros dos pertenecen a ambientes eólicos (dunas y mantos de arena).
- El análisis realizado en el presente estudio, indica que la tectónica tuvo una mayor influencia en la génesis de los depósitos fluviales/lagunares de sus secciones

inferiores de la Formación Tordillo. Mientras que, en las secciones intermedias a superiores, donde predominan los sedimentos eólicos, la influencia de la tectónica disminuye y prevalece la ciclicidad climática.

- La interacción entre procesos fluviales y eólicos define un sistema fluvio-eólico compuesto por canales efímeros y dunas. Este sistema puede ser influenciado por la tectónica y la estacionalidad de las precipitaciones, afectando la dinámica inicial y favoreciendo la formación de dunas durante periodos secos o de aridez.
- El análisis revela una evidente variabilidad en los espesores de los elementos arquitecturales estudiados, observada mediante puntos de control en el bloque Anticlinal Campamento. Estas observaciones indican que los sistemas de acumulación, influenciados por el clima y la tectónica, muestran respuestas diferenciadas según su ubicación en la cuenca.
- Las litofacies reflejan el comportamiento de la freática, en respuesta a las fluctuaciones climáticas (Fig. 50). En la secuencia eólica, las litofacies de dunas (*Sp*) sugieren una posición profunda de la freática y representan los niveles con mayor calidad de reservorio. En contraste, los niveles de interduna (*Sh – Sl, Sh-Sr, Sh*) sugieren una posición superficial de la freática y poseen peores calidades de reservorio.
- Los sectores centrales del desierto presentan los mayores espesores y calidad de reservorio en forma de dunas. En contraste, los sectores marginales muestran menores espesores y calidad debido a una mayor heterogeneidad y compartimentalización del reservorio, producto de la intercalación más frecuente con niveles de interduna.

12.1. Recomendaciones

Se propone mejorar la correlación entre pozos y la unidad de interés mediante la adquisición de sísmica 3D y obtener material adicional de testigos corona en puntos de control no alcanzados. Estas acciones permitirán aumentar la cantidad y calidad de las observaciones, contribuyendo significativamente a enriquecer las conclusiones e interpretaciones en el bloque Anticlinal Campamento, proporcionando una base más sólida para aumentar la recuperación de hidrocarburos en el bloque y también futuras comparaciones de resultados de esta unidad en otros sectores de interés.

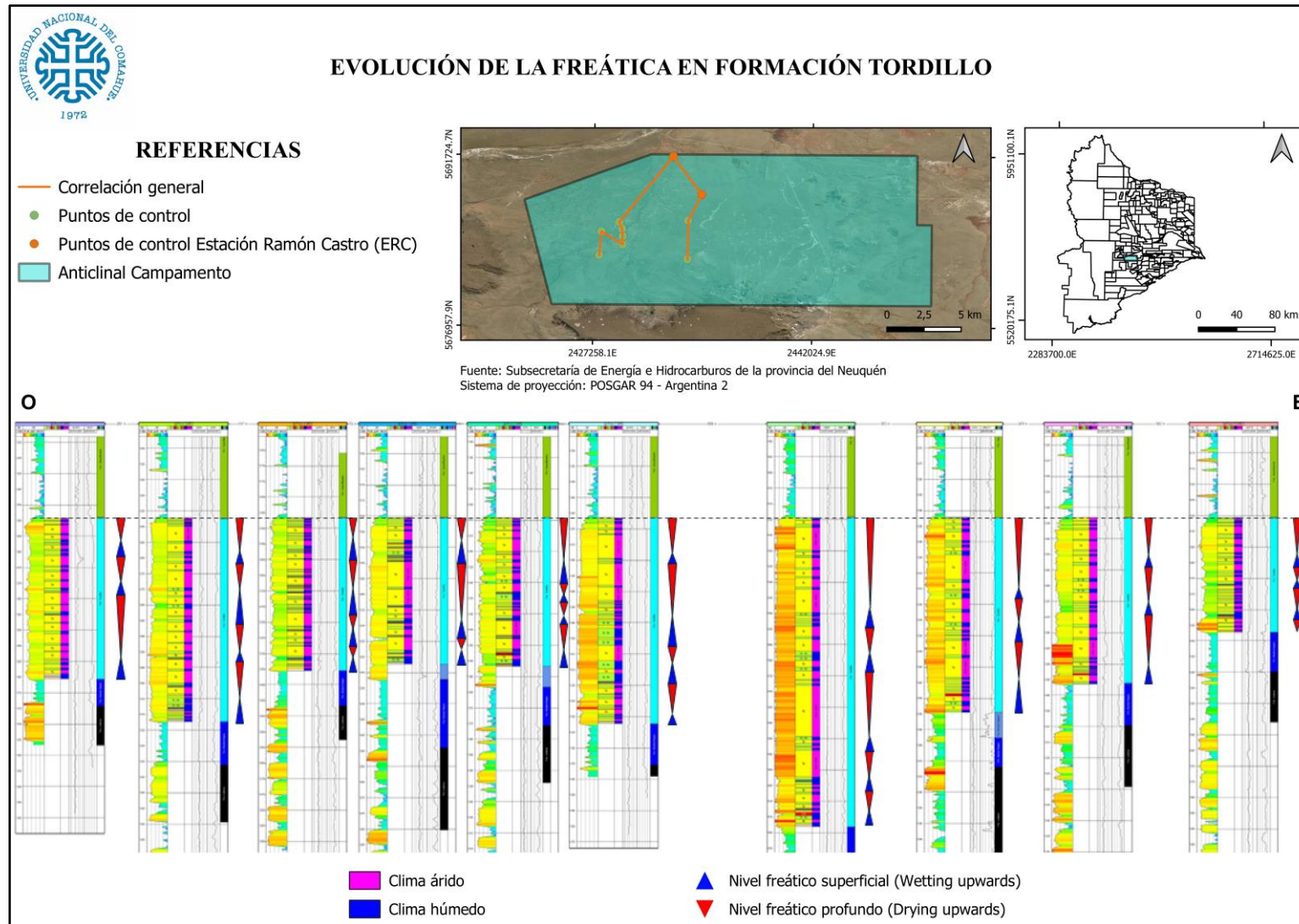


Figura 50. Evolución vertical de la posición de la freática en el intervalo correspondiente a la Formación Tordillo dentro del bloque Anticlinal Campamento.

13. BIBLIOGRAFÍA

Arche, A. 2010. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. En: Arche, A. (ed.), Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 53-72, España.

Armas, P., Sánchez M.L. 2013. Sedimentología y arquitectura de las dunas costeras de la Formación Allen, Grupo Malargüe, cuenca Neuquina-Río Negro, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30(1): 65-79.

Arregui, C. 1993. Análisis estratigráfico paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 165- 170, Mendoza.

Arregui, C., Carbone, O., Leanza, H. 2011. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H.A, Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 18º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 29 – 36, Neuquén.

Astesiano, D., Montagna, A. 2015. Geología de la cuenca Nequina y sus sistemas petroleros: Una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo. En: Carmona, N., Montagna, A., Ponce, J. (eds.), *Caracterización de las rocas del sistema petrolero*. Fundación YPF: 128 – 148, Buenos Aires.

Ballance, P.F. 1984. Sheet-flow dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler formation, central California. *Sedimentary Geology* 38: 337-359.

Beverage, J. P., J. H. Culbertson, 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division* 90(6): 117–128.

Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. En: Walker R.G., Posamentier, H. (eds.), *Facies Models Revisited*. Society for Sedimentology Geology Special Publication 84: 237-292.

Breed, C.S., McCauley, J., Davis, P.A. 1987. Sand sheets of the E Sahara and ripple blankets on Mars. En: Frostic L.E., Reid I. (eds.), *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Blackwell Scientific: 337-359, Oxford.

Bridge, J. S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. En: Bridge, J (ed.), Blackwell Science: 608pp. London.

Brizuela, E. M. 2022. Estudio estratigráfico y paleoambiental de detalle de la Formación Tordillo/Quebrada del Sapo, en el flanco sur del Anticlinal de Picún Leufú, al oeste, este y sobre la RN 40. Tesis de grado, Universidad Nacional del Comahue (inédito), 83 pp., Neuquén.

Cevallos, M. F. 2005. Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite kimmeridgiano–tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina. En: Spalletti, L., Cortiñas, J., Chebli, G., Legarreta, L., Vallejo, E. (eds.), *Petrotecnia*. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, simposio: 34 - 55.

Charrier, R., A.R. Wyss, J.J. Flynn, C.C. Swisher, M.A. Norell, F. Zapatta, M.C. McKenna and M.J. Novacek, 1996. New evidence for Late Mesozoic - Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9(5): 393-426.

Collinson, J.D., Mountney, N., Thompson, D. 2006. *Sedimentary Structures*. En: Collinson, Mountney, Thompson (eds.), *Structures created by deformation and disturbance*. Terra Publishing: 182 - 242, Harpenden.

- Cooke, R., Warren, A. 1973. *Geomorphology in Deserts*. En: Cooke, R., Warren, A. (eds.), Batsford: 394pp, London.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J. M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S., Zambrano, O. 2009. Controles Precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 248-264.
- Cruz, C.E., Robles, F., Sylwan, C.A., Villar, H.J. 1999. Los sistemas petroleros jurásicos de la Dorsal de Huinul. Cuenca Neuquina, Argentina. 4° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 177-195, Buenos Aires.
- Dalziel, I. W. D., Storey, B. C., Garrett, S. W., Grunow, A. M., Herrod, L. D. B., Pankhurst, R. J. 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. En Coward, M. P. (ed.), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication 28: 433-441, London.
- De Ferrarís, C. 1947. Edad del Arco o Dorsal Antigua del Neuquén Oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2(3): 256-283.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 439-505, Córdoba.
- Digregorio, J., Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En Segundo Simposio de Geología regional Argentina, Volumen 2: 985-1032.
- Elliott, T. 1986. Deltas. En: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications: 113-154, Oxford.
- Folguera, A., Ramos, V. A., Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos en los últimos 30 millones de años (36°- 39°S). *Revista Geológica de Chile* 29(2): 227-240.
- Folguera, A., Ramos, V. A., Zapata, T. R., Spagnuolo, M., Miranda, F. 2005. Pliocene to Quaternary retro-arc extension in the Andes at 35°-37°39'S. En: Sempéré, T. (ed.), *Geodinámica andina*. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 277-280, Barcelona.
- Folguera, A., Zapata, T. R., Ramos, V. A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. En: Kay, S. M., Ramos, V. A. (eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°- 39°S)*. Geological Society of America 407: 267-285.
- Frank, A., Kocurek, G. 1996. Toward a model for airflow on the lee side of aeolian dunes. *Sedimentology* 43(3): 451-458.
- Fryberger, S. G., Ahlbrandt, T. S. 1979. Mechanisms for the formation of aeolian sand seas. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 23 (4): 440-460.
- Fryberger, S. G.; Krystinik, L. F., Schenk, C. J. 1990. Tidally flooded back-barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico. *Sedimentology* 37 (1): 23-43.
- Grimaldi, G. O., Dorobek, S. L. 2011. Fault framework and kinematic evolution of inversion structures: Natural examples from the Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin* 95(1): 27-60.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 177-208.

- Gulisano, C.A. 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inérita), 119 p., Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A., Digregorio, R. 1984. Esquema estratigráfico de la Secuencia Jurásica del Oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236 - 259, San Carlos de Bariloche.
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A. R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin: Mendoza Province. Field Guide. Secretaria de Minería de la Nación y Asociación Geológica Argentina, Serie E, N°2. pp.159. Buenos Aires.
- Halliburton, 1997. Openhole Log Analysis and Formation Evaluation.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín Informaciones Petroleras 23(226): 245-281.
- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24(3): 361-387.
- Idso, S. B. 1976. Dust storms. *Scientific American* 235(4): 108-114.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C., Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America. *Geology* 17(4): 324-328.
- Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune. *Sedimentology* 28(6): 753 – 780.
- Kocurek, G., Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33(6): 795-816.
- Kocurek, G., Havholm, K. G. 1993. Aeolian sequence stratigraphy a conceptual framework. En P. Weimer y H. Posamentier (eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy recent developments and applications*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 58: 393-409, Tulsa.
- Langford, R.P., Chan, M.A. 1989. Fluvial–aeolian interactions: Part II. Ancient systems. *Sedimentology* 36(6): 1037-1051.
- Leanza, H.A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásicos-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(2): 97-132.
- Leanza, H. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11(2): 145-184.
- Leanza, H.A., Wiedmann, J. 1989. Nuevos ammonites del Berriasiano/Valanginiano (Cretácico Inferior) del Neuquén, Argentina. En: Wiedmann, J. (ed.), *Cretaceous of the western Tethys*. 3° International Cretaceous System Symposium, Relatorio: 793-810, Stuttgart.
- Leanza, H., Hugo, C.A, Herrero, J.C, Donnari, E, Pucci, J., 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 218, 135pp. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., 2001. Hoja geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 275, 134pp. Buenos Aires.

- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S, Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío – Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A, Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 113-129, Neuquén.
- Leeder, M.R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: from Turbulence to Tectonics*. En: Wiley, J. (ed.), Blackwell Science: 295-304, Oxford.
- Legarreta, L. 2001. Desiccation Events and NonMarine Clastic Lowstands in the Neuquina Basin: Stratigraphy, Facies and Hydrocarbon Distribution. American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Conference, Abstracts: 28-29, Mendoza.
- Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. En: Schiuma, M., Hinterwimme, G., Vergani, G. (eds.), *Integración, el gran desafío*. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.
- Legarreta, L., Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior – Terciario Inferior), Argentina. En Chebli, G. y Spalletti, L. A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6: 221-245, San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L., Uliana, M. A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120(3-4): 303-330.
- Legarreta, L., Laffitte, G., Minniti, S. 1999. Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en la serie jurásico-cretácicas del depocentro periandino. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Tomo 1: 145 – 175, Mar del Plata.
- López, S., Bojarski, G., Net, L., Fortunato, G. 2005. Análisis de facies de la Formación Tordillo a través de imágenes microresistivas FMI, Bloque Anticlinal Campamento, Cuenca Neuquina. En: Soubies, D., Arteaga, M., Fantín, F. (eds.), *La sísmica de reflexión, más allá de la imagen estructural*. 6° Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 13pp. Mar del Plata.
- Marchese, H. G. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26(3): 343-410.
- Maretto, H., Vera, H. 2002a. Bitumen y comportamiento de pozos en el yacimiento Loma La Mata: sumario y análisis de nueva información. *Revista del Instituto Argentino del Petróleo y Gas* 5(12): 56 – 65.
- Maretto, H., Carbone, O., Gazzera, C., Schiuma, M. 2002b. Los reservorios de la Formación Tordillo. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds.), *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina*. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas: 335-358, Buenos Aires.
- McKee, E. D. 1983. Aeolian sand bodies of the World. En: Brookfield M. F, Ahlbrandt, T. S (eds.), *Eolian Sediments and Processes*. *Developments in Sedimentology*: 1-26, Amsterdam.
- Meadows, S., Beach, A. 1993. Structural and climatic controls on facies distribution in a mixed fluvial and aeolian reservoir: the Triassic Sherwood Sandstone in the Irish Sea. En: North, C. P y Prosser, D. J. (eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publication 73: 247 – 264, London.

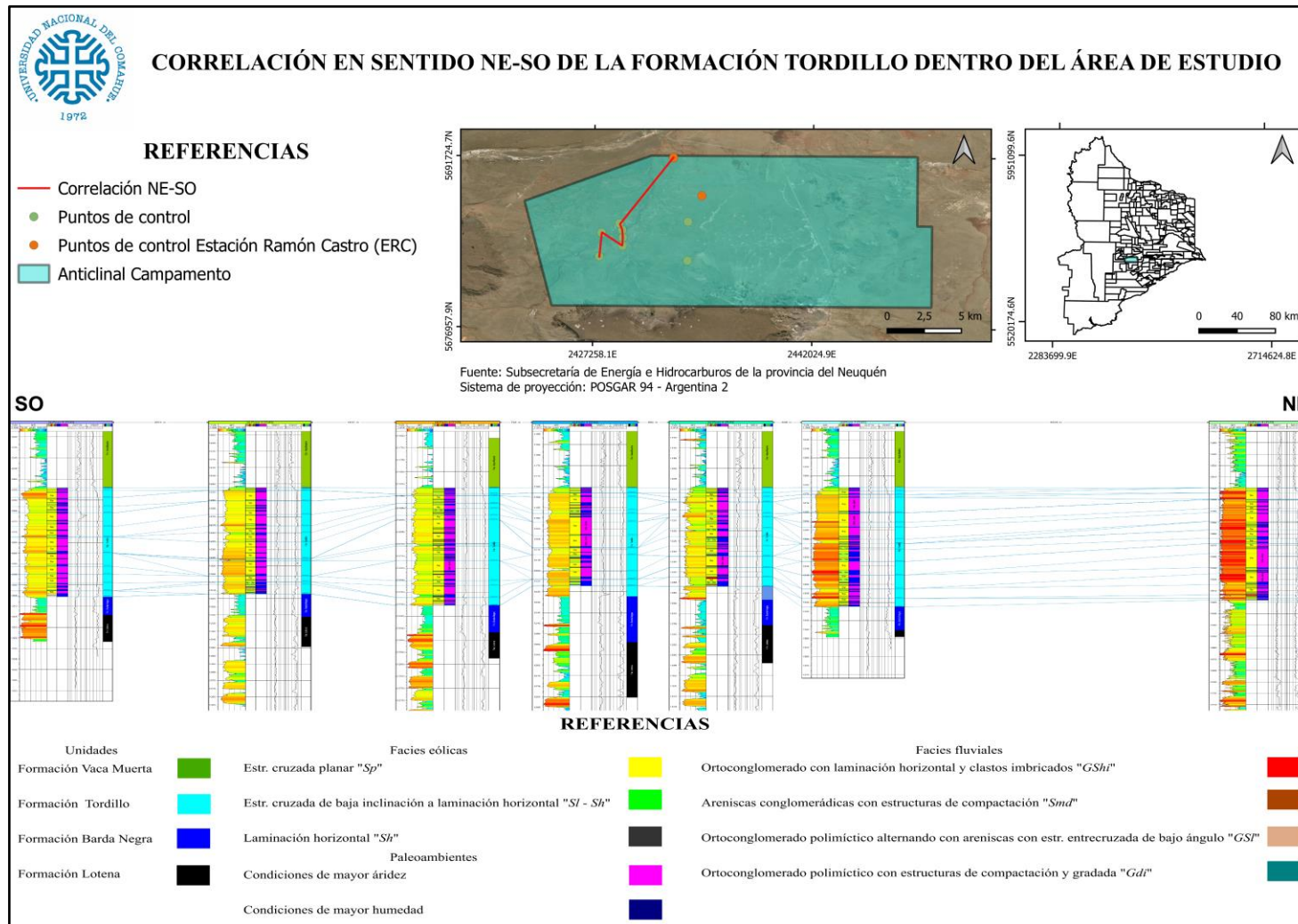
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13(1): 1-62.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. En: Miall A. D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologist: 597-604, Calgary.
- Miall, A. 2014. Fluvial depositional Systems. En: Miall, A. D. (ed.), *The facies and Architecture of Fluvial Systems*. Springer Geology: 9 - 68, Canada.
- Middleton, N. J. 1997. Desert dust. En D. S. G. Thomas (ed.), *Arid zone geomorphology: Process, form and change in drylands*, John Wiley and Sons: 413-436. Chichester.
- Mombrú, C., Uliana, M. 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 239-256. Buenos Aires.
- Mosquera, A. 2008. Mecánica de deformación de la cuenca Neuquina (Triásico-Terciario). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inérita), 270p., Buenos Aires.
- Mosquera. A., 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 Publication 407: 97-123.
- Mosquera A., Silvestro, J., Ramos V.A., Alarcón. M., Zubiri, M. 2011. La Estructura de la Dorsal de Huincul. En: Leanza, H.A, Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 385-398, Buenos Aires.
- Mountney, N.P. 2006. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology* 53(4): 789-823.
- Mountney, N.P. y Jagger, A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51(4): 713-743.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C. 2000. The relationship of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27(2): 177-203.
- Mutti, E., Gulisano, C. A., Legarreta, L. 1994. Anomalous Systems Tracts Stacking Patterns within Third Order Depositional Sequences (Jurassic-Cretaceous Back-Arc Neuquen Basin, Argentina Andes). En: Posamentier, H. W., Mutti, E. (eds.), *Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference*: 137-143, Tremp.
- Nickling, W., C. M. Neuman, 1995. Development of deflation lag surfaces. *Sedimentology* 42: 403-414.
- North, C. P., Taylor, S. 1996. Ephemeral-fluvial deposits: Integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. *AAPG Bulletin* 80(6): 811-830.
- Olivo, M. 2016. Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de los sistemas fluviales y eólicos del valanginiano en el sector central de la Provincia de Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 216 p., La Plata.

- Olsen, T., Steel, R., Hogseth, K., Skar, T., Roe, S. 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research* 65 (2): 265-280.
- Orchuela, I., Ploszkiewicz, J., Viñes, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 81-93, Buenos Aires.
- Pángaro, F., Veiga, R., Vergani, G., 2002. Evolución tecto – sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata.
- Pángaro, F., Pereira, D.M., Micucci, E. 2009. El sinrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: Evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 265-277.
- Parker, G. 1965. Relevamiento geológico en escala 1:25000 entre el arroyo Picún Leufú y Catan Lil, a ambos lados de la ruta nacional N° 40. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.
- Peroni, G., Di Mario, J., Arregui, C. 1984. Estudio estadístico de perfiles de buzamiento aplicado al análisis de paleoambientes – Formación Tordillo (Cuenca Neuquina), provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 243-257, San Carlos de Bariloche.
- Pettijohn F., Potter, P., Siever, R. 1973. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag: 618 pp., New York.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchard, I.A., Vaillard, J.C., Viñes, R. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de la Falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169, San Carlos de Bariloche.
- Ponce, J., Montagna, A., Carmona, N., Brisson, I. 2015. Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros: una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo. En: Montagna, A., Carmona, N., Ponce, J. (eds.), Fundación YPF: 110 - 148, Buenos Aires.
- Pye, K., Tsoar, H. 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. En: Pye, K., Tsoar, H (eds.), Springer-Verlag: 1-458, Berlin.
- Ramos, V. A., Folguera, A. 2005. Tectonic Evolution of the Andes of Neuquén: Constraints Derived from the Magmatic Arc and Foreland Deformation. En: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J. (eds.): *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35.
- Ramos, V. A., Pimentel, M., Tunik, M. 2008. Late Cretaceous Synorogenic Deposits of the Neuquén Basin (36-39°S): Age Constraints from U-Pb Dating in Detrital Zircons. En: Collot, J. Y., Sempere, T., Delouis, B. (eds.), *Geodinámica andina*. 7° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 423-426, Nice.
- Rodríguez, M. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano) En La Cuenca Neuquina. En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J. C., Vallés, J. M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 245- 264, Buenos Aires.
- Rodríguez - López, J. P., N. Meléndez, P. L. De Boer, Soria, A, R. 2010. The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology* 57(5): 1315–1356.

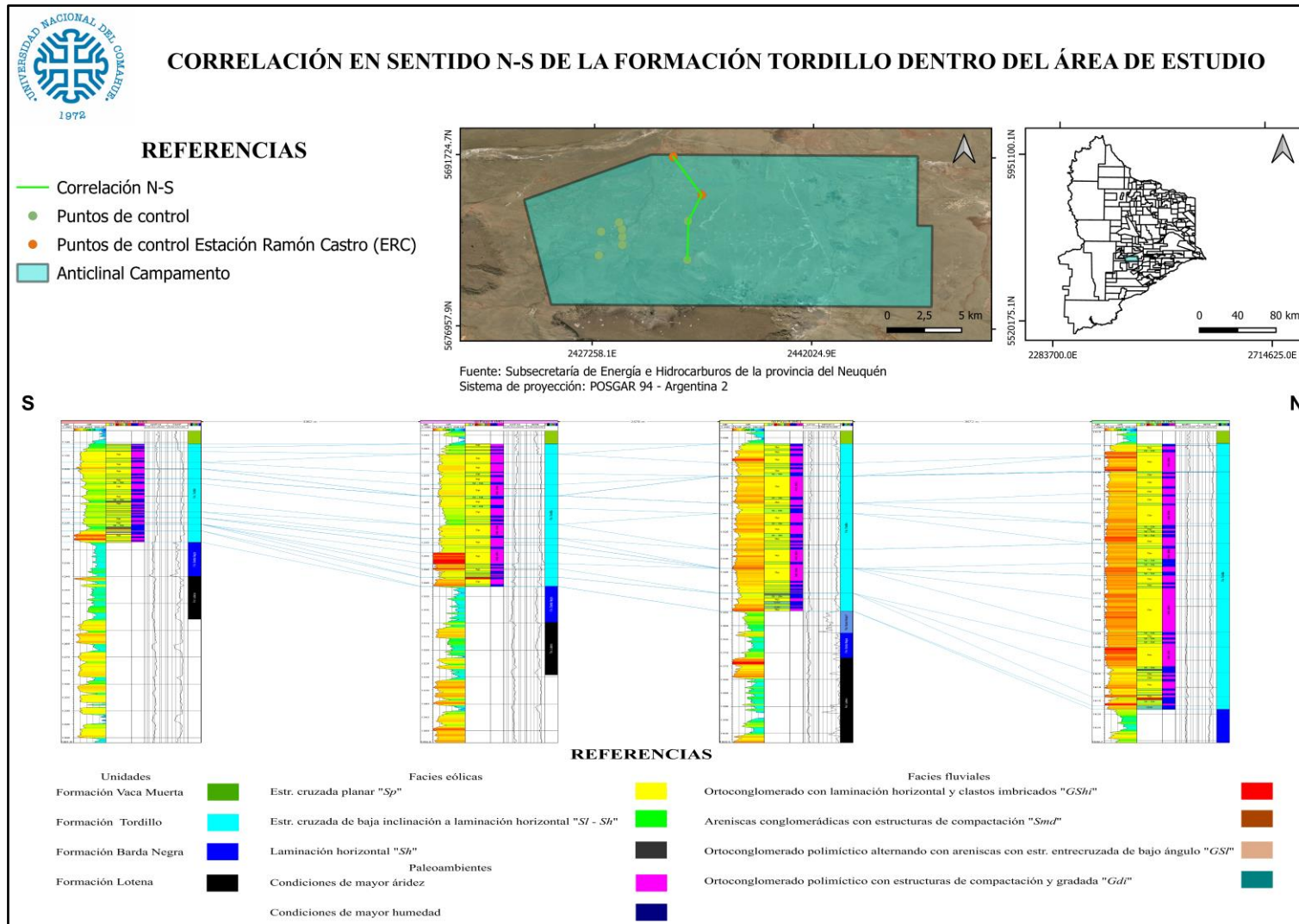
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Dam, J.V., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L., De Boer, P. 2012. Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain) a continental perspective on Late Pliocene climate change and variability. *Sedimentology* 59(5): 1536-1567.
- Schlumberger. 2005. Estación Ramon Castro x-3: FMI Image Preliminar Interpretation (Informe interno).
- Schumm, S. A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101(2): 279-294.
- Secretaría de Energía de la Nación. 2024. Capítulo IV “Reportes de producción” período Enero – Marzo del 2024. https://www.se.gob.ar/datosupstream/consulta_avanzada/reporte.php
- Shanley, K. W., McCabe, P. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG bulletin* 78 (4): 544-568.
- Silvestro, J., 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.
- Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F. 2005. From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8(3): 363-383.
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D. 2007. Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis* 14(2): 85-104.
- Spalletti, L., Queralt, I., Matheos, S., Colombo, F., Maggi, J. 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the Upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 25 (4): 440 – 463.
- Spalletti, L., Arregui, C., Veiga, G., Leanza, H., Carbone, O., Danielli, J., Vallés, J. 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J. y Vallés, J. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99 – 111, Buenos Aires.
- Stanistreet, I.G., Stollhofen, H. 2002. Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. *Sedimentology* 49(4): 719-736.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O., Martínez, C. 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 367-388.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F. 1970. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 353-368. Buenos Aires.
- Sweet, M.L., Kocurek, G. 1990. An empirical model of aeolian dune lee-face airflow. *Sedimentology* 37(6): 1023-1038.
- Turic, M., Aramayo Flores, E., Gómez Omil, R., Pombo, R., Peroni, G., Sciutto J., Robles, D., Cáceres, A. 1987. Geología de las cuencas petroleras de la Argentina. En: Felder, B. A. (ed.), *Evaluación de las Formaciones en la Argentina* 1 (1): 1-44, Schlumberger, Buenos Aires.

- Vail, P. R., F. Audemard, S. A., Bowman, P., N. Eisner, Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology an overview. En: G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag : 617-659, Berlin.
- Vergani, G., Tankard, J., Belotti, J., Welsink, J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A. J., Suárez, R., Welsink, H. J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 383 - 402, Tulsa.
- Vergani, G., Arregui, C., Carbone, O. 2011. Sistemas petroleros y tipos de entrampamientos en la Cuenca Neuquina. Contexto Sedimentario. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C., Danielli, J.C. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 645 – 657, Buenos Aires.
- Villar, H. J., Laffitte, G., Legarreta, L. 1998. The Source Rocks of the Mesozoic Petroleum Systems of Argentina: A Comparative Overview on their geochemistry, paleoenvironments and hydrocarbon Generation Patterns. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Tomo 2: 967 - 968, Buenos Aires.
- Weaver, Ch. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington, Memoir 1: 1-469. Seattle.
- Wilson, I. G. 1972. Aeolian bedforms-their development and origin. *Sedimentology* 19(3-4): 173-210.
- Wilson, I. G. 1973. *Ergs*. *Sedimentary Geology* 10(2): 77-106.
- Wright, L.D. 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *The Geological Society of America* 88(6): 857-868.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. R., del Pino, D., Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Kay, S. M. y Ramos, V. A. (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: 125-145.
- Zavala, C., Freije, H. 2002. Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huincul. Un ejemplo del área de Picún Leufú, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 14p., Mar del Plata.
- Zavala, C., Maretto, H., Di Meglio, M. 2005. Hierarchy of bounding surfaces in aeolian sandstones of the Tordillo Formation (Jurassic), Neuquén Basin, Argentina. *Geológica Acta* 3(2): 133-145.
- Zavala, C., Martínez Lampe, J.M., Fernández, M., Di Meglio, M., Arcuri, M. 2008. El diacronismo entre las Formaciones Tordillo y Quebrada del Sapo (Kimeridgiano) en el sector sur de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 754-765.
- Zavala, C., Ponce, J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J. C., Vallés, J. M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Neuquén. Relatorio: 205-222, Buenos Aires.

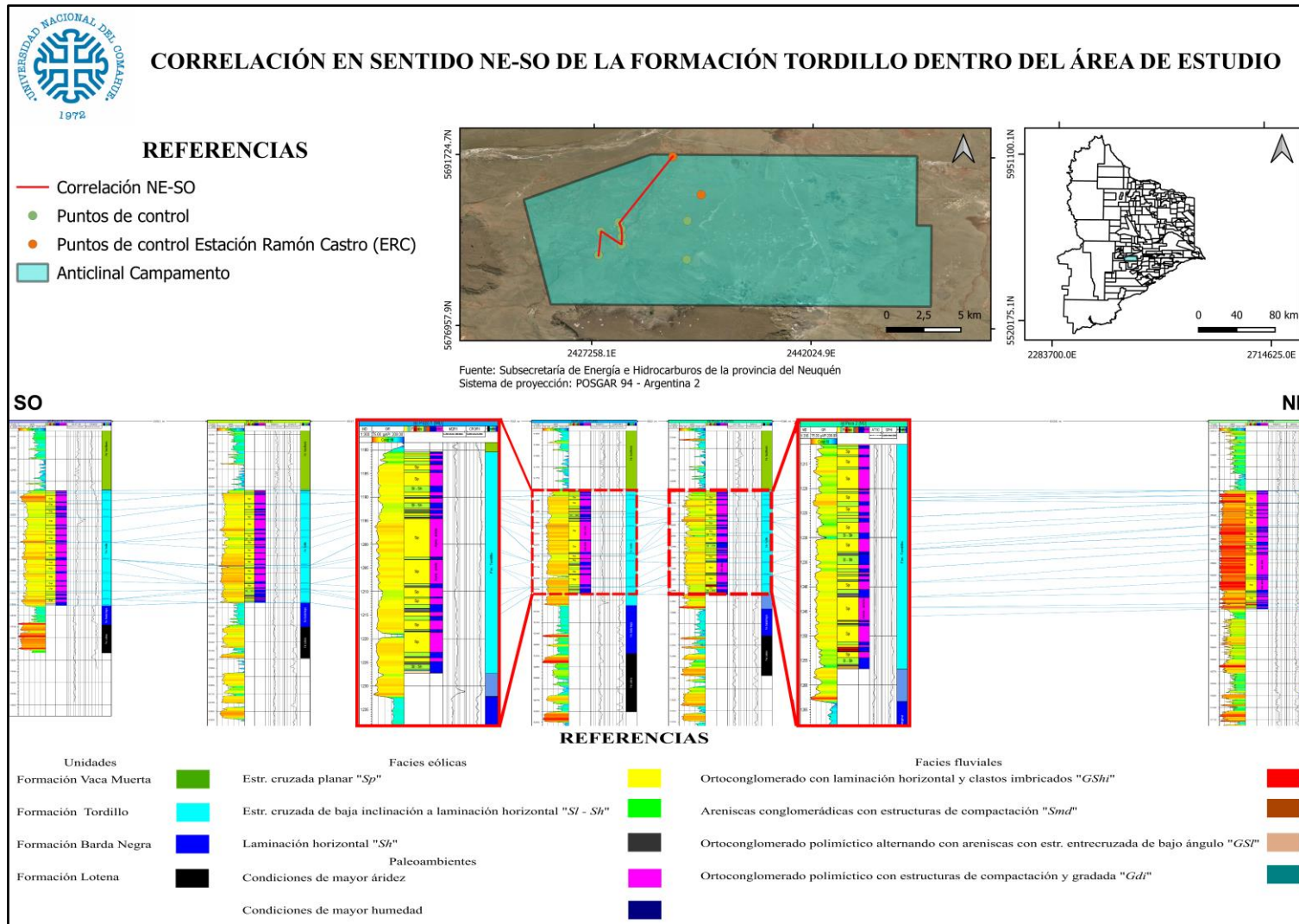
14. ANEXOS



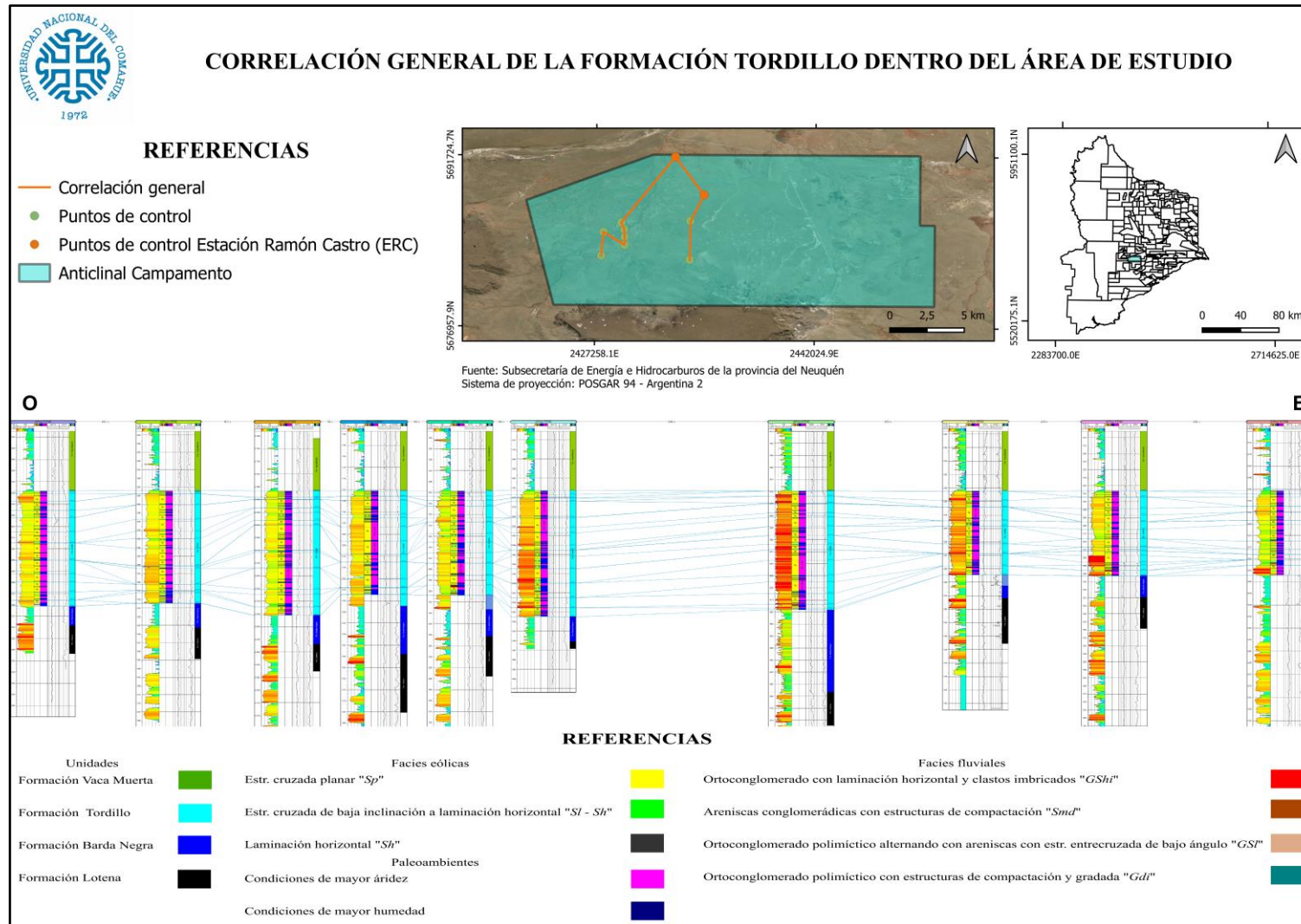
Anexo 1. Correlación en sentido NE-SO dentro del área de estudio.



Anexo 2. Correlación en sentido N-S dentro del área de estudio.

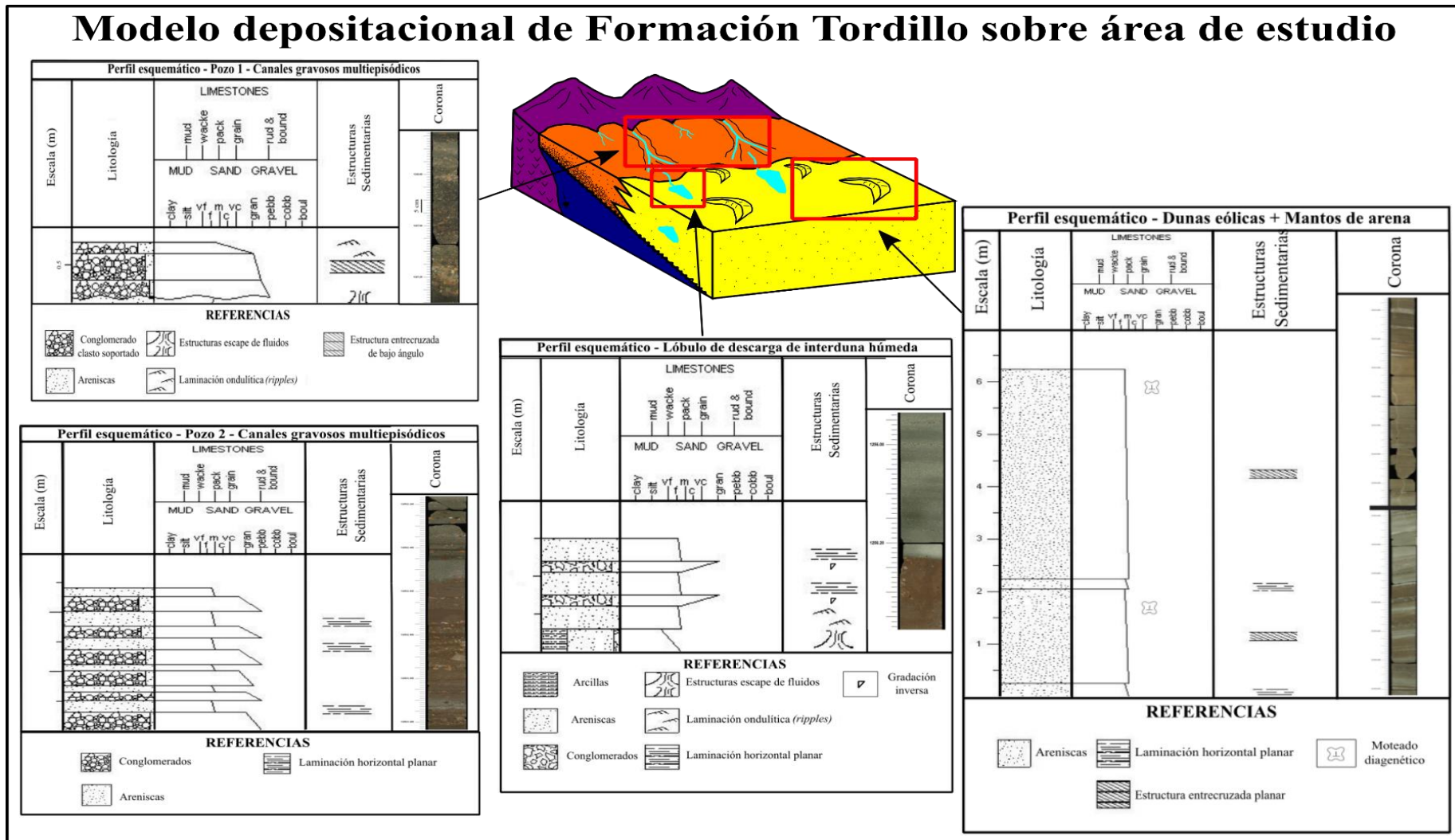


Anexo 3. Ampliación sobre pozos P1 y P2, para mayor observación de litofacies interpretadas.



Anexo 4. Correlación general dentro del área de estudio.

Modelo depositacional de Formación Tordillo sobre área de estudio



Anexo 5. Perfiles esquemáticos pertenecientes a diferentes elementos arquitecturales presentes en el área de estudio.