

**“ESTUDIO SOBRE LAS POSIBILIDADES DE ALMACENAJE
DE CO₂ EN DEPÓSITOS CLÁSTICOS DE LA REGIÓN
NOROESTE DE LA CUENCA NEUQUINA”**

Autor: Facundo Mariano Rey Monti

Directores: Mag. Joaquín Cardozo y Dra. Maisa Tunik

Carrera de Licenciatura en Geología

Universidad Nacional de Río Negro

Sede Alto Valle y Valle Medio

General Roca

2025

ÍNDICE

	RESUMEN	4
	ABSTRACT	4
1.	INTRODUCCIÓN	5
	1.1 Objetivos	5
	1.2 Ubicación del área de estudio	6
	1.3 Captura y almacenamiento de carbono	7
2.	CAPTURA DE CO₂	8
	2.1 Captura post-combustión	8
	2.2 Captura por oxy-combustión	9
	2.3 Captura pre-combustión	10
3.	TRANSPORTE DEL GAS	11
4.	ALMACENAMIENTO DEL CO₂	12
	4.1 Capacidad de almacenamiento	13
	4.2 Inyectividad	15
	4.3 Mecanismos de entrapamiento	16
	4.3.1 Entrapamiento estructural y estratigráfico	17
	4.3.2 Entrapamiento residual o capilar	17
	4.3.3 Entrapamiento por solubilidad	17
	4.3.4 Entrapamiento mineral	18
	4.4 Métodos de cálculo de capacidad de almacenamiento	19
	4.4.1 Cálculo para reservorios de petróleo y gas	20
	4.4.2 Cálculo para acuíferos salinos	20
5	CRITERIOS DE SELECCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE RESERVORIOS	21
6	PRINCIPALES PROYECTOS DE ALMACENAMIENTO GLOBALES	22
	6.1 Proyecto In Salah	22
	6.2 Proyecto Sleipner	23
	6.3 Proyecto Snøhvit	24
	6.4 Proyecto Cranfield.....	24
7	MATRIZ ENERGÉTICA ARGENTINA	25
	7.1 Centrales térmicas de la región	26
8	MARCO GEOTECTÓNICO DE LA CUENCA NEUQUINA	26
	8.1 Historia evolutiva	27
9	ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	28
	9.1 GRUPO CUYO	28
	9.2 GRUPO LOTENA	29
	9.3 GRUPO MENDOZA	29

9.4 GRUPO BAJADA DEL AGRIO	36
9.5 GRUPO NEUQUÉN	42
10 METODOLOGÍA Y ANÁLISIS DE DATOS	43
10.1 Sistema de información geográfica	43
10.2 Perfiles	45
10.3 Petrofísica	45
10.4 Interpretación sísmica	47
10.5 Mapas estructurales	52
10.6 Consideraciones petroleras	54
11 RESULTADOS	56
11.1 Selección de reservorios	56
11.2 Cálculo de volumen de CO ₂	57
12 DISCUSIONES	60
13 CONCLUSIONES	61
14 AGRADECIMIENTOS	62
15 BIBLIOGRAFÍA	62

RESUMEN

La captura y almacenamiento de carbono (CCS) se presenta como una tecnología clave para la mitigación del cambio climático, ofreciendo una solución de transición entre el uso de combustibles fósiles y la adopción de energías renovables. El presente trabajo tiene como objetivo evaluar los depósitos clásticos del Sur de Mendoza y el Norte de Neuquén como posibles reservorios de CO₂ y estimar su capacidad de almacenamiento.

A través del análisis de datos de pozos, perfiles eléctricos, sísmica 3D y estudios geológicos previos, se evaluaron los potenciales reservorios y su capacidad para almacenar CO₂. Los estudios indican que las propiedades petrofísicas de los reservorios de la zona de estudio son menos favorables en comparación con otras áreas del norte neuquino, limitando la viabilidad de futuros proyectos de almacenaje de CO₂. Además, las estructuras regionales presentes al sur de la zona, que tienen el potencial de actuar como trampa de CO₂, se ven afectadas por fallas profundas de alto ángulo, lo cual compromete la integridad de los sellos regionales y afecta a su capacidad para contener el CO₂.

En cuanto a la capacidad de almacenamiento, los cálculos estimativos muestran un potencial reducido, mucho menor al de los proyectos más importantes a nivel global, lo que indica la necesidad de evaluar áreas alternativas para el almacenamiento de CO₂.

ABSTRACT

Carbon capture and storage (CCS) is emerging as a key technology for mitigating climate change, providing a transitional solution between the use of fossil fuels and the adoption of renewable energy. This study aims to evaluate the clastic deposits of southern Mendoza and northern Neuquén as potential CO₂ reservoirs and estimate their storage capacity.

Through the analysis of well data, electric logs, 3D seismic data, and previous geological studies, the potential reservoirs and their capacity to store CO₂ were assessed. The studies indicate that the petrophysical properties of the reservoirs in the study area are less favorable compared to other regions in northern Neuquén, limiting the viability of future CO₂ storage projects. Furthermore, regional structures in the southern part of the area, which have the potential to act as CO₂ traps, are affected by high-angle deep faults, compromising the integrity of regional seals and their ability to contain CO₂.

Regarding storage capacity, estimative calculations show a reduced potential, significantly lower than that of major global projects, indicating the need to evaluate alternative areas for CO₂ storage.

1 INTRODUCCIÓN

En el año 2015, durante la convención sobre el cambio climático, más de 190 países acordaron, en lo que se denominó acuerdo de París, reducir sustancialmente las emisiones de gases de efecto invernadero para limitar el aumento de la temperatura global en este siglo a 2 °C y esforzarse para limitar este aumento a menos de 1,5°C para el año 2030 (Naciones Unidas, 2015). A pesar de dicho acuerdo y de los esfuerzos en curso para reducir el uso de combustibles fósiles, las emisiones a nivel mundial continúan aumentando, alcanzando para finales de 2022 la cifra de 40 Gt de dióxido de carbono (CO₂) anual (Figura 1) y demostrando que la reducción de emisiones durante la pandemia de 2020 fue solo una excepción a la tendencia global (Liu *et al.*, 2023).

En línea con lo antedicho la captura y almacenamiento de carbono (CCS, por sus siglas en inglés) se presenta como una tecnología que funcionará como puente en la transición entre los combustibles fósiles y las tecnologías de energía renovable y limpia (Aminu, 2018). Pero para que esa tecnología cumpla su propósito, se requiere almacenar al menos 650 Mt de CO₂ anualmente, y teniendo en cuenta que la capacidad de almacenamiento de CO₂ de los proyectos de CCS actualmente en funcionamiento es de aproximadamente 40 Mt por año (Song *et al.*, 2023), queda un largo y no menos complejo camino por recorrer.

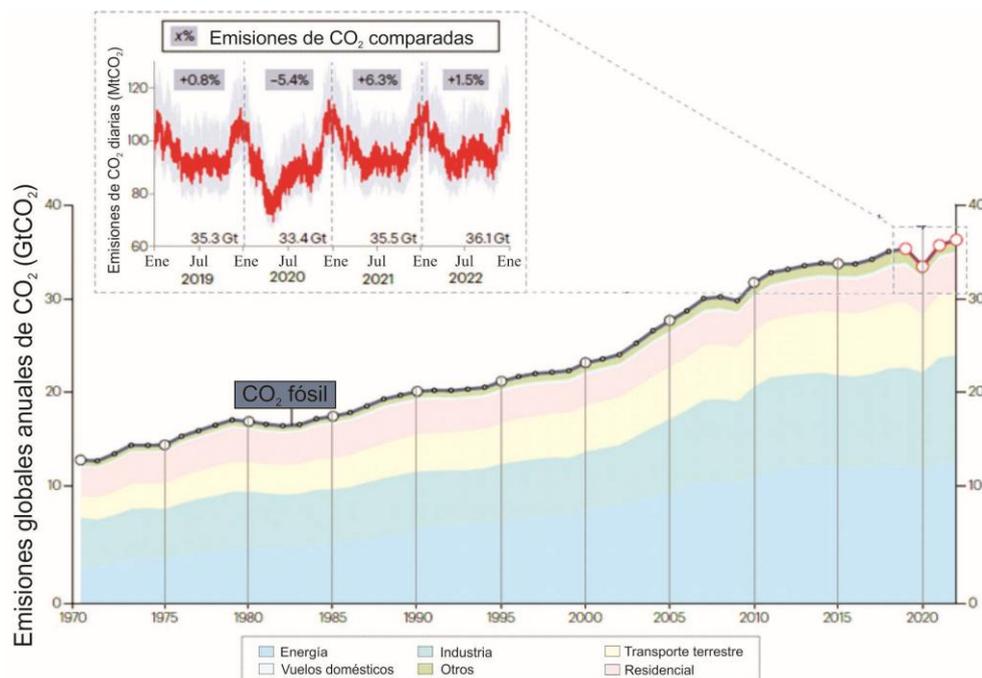


Figura 1: Emisiones globales de CO₂ 1970-2022. Tomado y modificado de Liu *et al.* (2023).

1.1 Objetivos

El objetivo del presente trabajo fue evaluar el potencial de almacenamiento de CO₂ en depósitos clásticos del Noroeste de la Cuenca Neuquina. Para lograrlo, se recopilaban antecedentes de proyectos de almacenamiento de CO₂ en yacimientos de petróleo y gas agotados, así como en acuíferos salinos, y se investigaron los requisitos necesarios para el almacenamiento de CO₂ en reservorios de gas y de petróleo agotados y acuíferos salinos en el

área de estudio. Se realizó la correlación de los reservorios de interés, interpretando datos de control geológico y perfiles eléctricos. Además, se llevó a cabo una interpretación sísmica de los horizontes de mayor interés en el área, proporcionando detalles sobre la estructura general, las principales fallas que atraviesan los reservorios de interés y los principales rasgos asociados a ellas. Con las correlaciones e interpretaciones realizadas, se confeccionaron mapas estructurales de dichos horizontes. Asimismo, se evaluaron los procesos geológicos naturales y los eventos medioambientales externos al sistema de almacenamiento que son relevantes para su evolución y seguridad. Finalmente, se caracterizaron los distintos reservorios para analizar la factibilidad del almacenamiento subterráneo de CO₂, teniendo en cuenta los diferentes estándares de seguridad, y se calculó la capacidad de almacenamiento de CO₂ de los reservorios seleccionados.

1.2 Ubicación del área de estudio

El área de estudio, con una superficie de 227 km², está ubicada en el Sur de la provincia de Mendoza, en el Departamento de Malargüe y al Norte de la Provincia del Neuquén, en el Departamento Pehuenches, entre las latitudes 36°57'30''S y 37°11'40''S y las longitudes 69°33'44''O y 69°22'56''O. La zona se encuentra a 303 km de la ciudad de Malargüe, a 67 km de Rincón de los Sauces y a 121 km de la ciudad de Chos Malal (Figura 2).

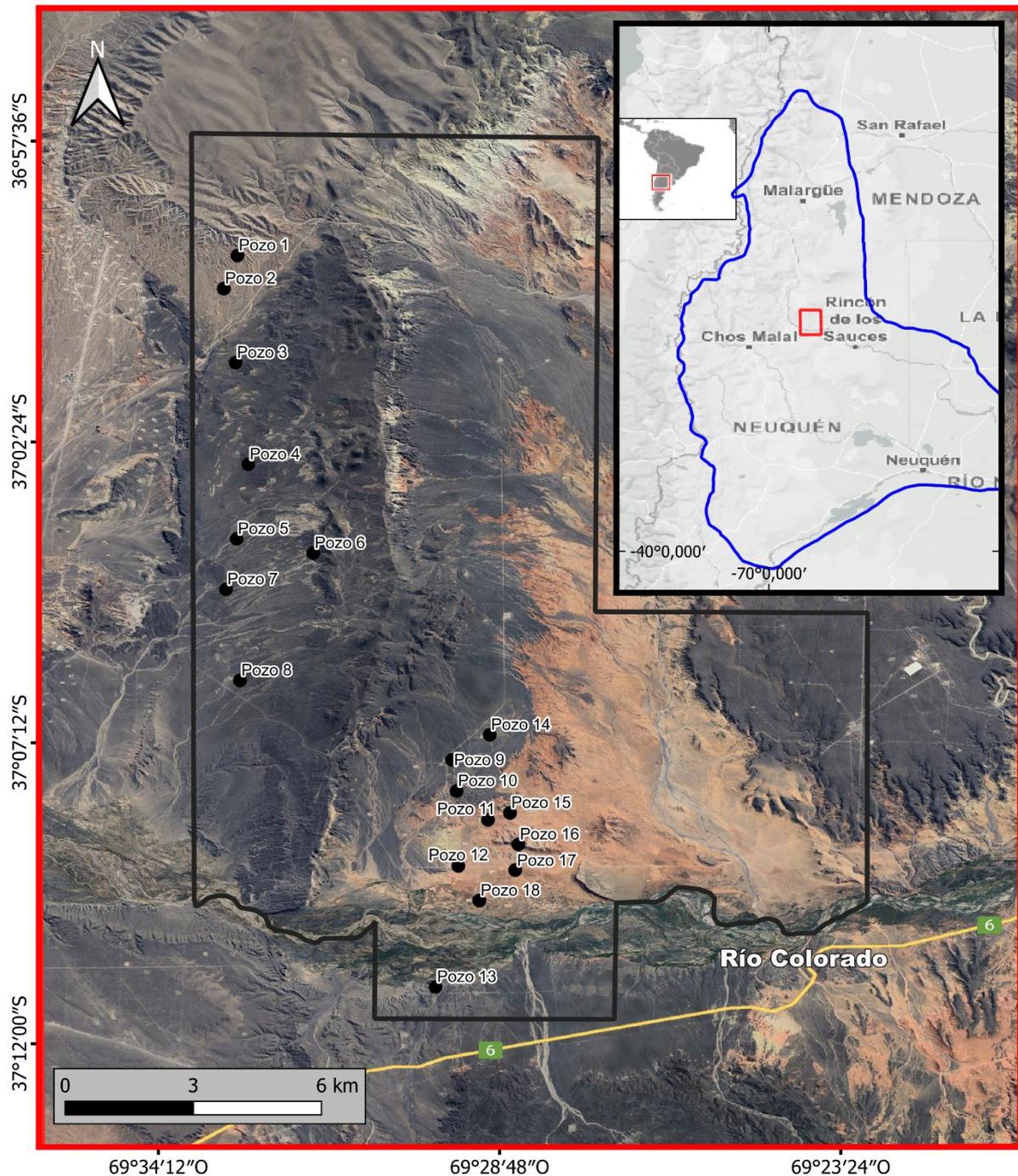


Figura 2: Ubicación de la zona de estudio dentro de la Cuenca Neuquina y los pozos utilizados. Tomada y modificada de *Google Earth*.

1.3 Captura y almacenamiento de carbono

La CCS es el proceso mediante el cual se captura CO_2 de grandes fuentes emisoras, se lo transporta a sitios de almacenamiento a través de gasoductos, barcos o camiones cisterna y, posteriormente, se inyecta en formaciones geológicas que se consideran aptas para retener el gas durante miles o millones de años (Steenveveldt *et al.*, 2006; Olden *et al.*, 2014; Aminu, 2018).

Este proceso puede dividirse en tres etapas esenciales: captura, transporte y almacenamiento. Cada una presenta desafíos específicos relacionados con la complejidad de la química del flujo de CO₂ y su interacción con el reservorio y sus fluidos, la infraestructura y la geología del medio de almacenamiento. Además, se deben abordar desafíos legales, económicos y de aceptación social, así como preocupaciones relacionadas con la seguridad y la mitigación de riesgos ambientales (Steenveeldt *et al.*, 2006).

2 CAPTURA DE CO₂

Las centrales térmicas que utilizan combustibles fósiles, son responsables de al menos el 38 % de la emisión total de CO₂ industrial (Figura 3), por lo que son la principal fuente para capturar CO₂ (Yoro y Daramola, 2020).

Inicialmente, los métodos de captura de CO₂ se mostraron poco eficientes y enfrentaron desafíos en su integración a las estructuras de las centrales térmicas. Sin embargo, gracias a los avances en investigación y desarrollo, se han construido centrales eléctricas capaces de capturar CO₂ con mayor eficiencia y rentabilidad en comparación con generaciones anteriores (Madejski *et al.*, 2022). En resumen, existen tres métodos para capturar CO₂ de las centrales térmicas: post-combustión, oxy-combustión y pre-combustión.

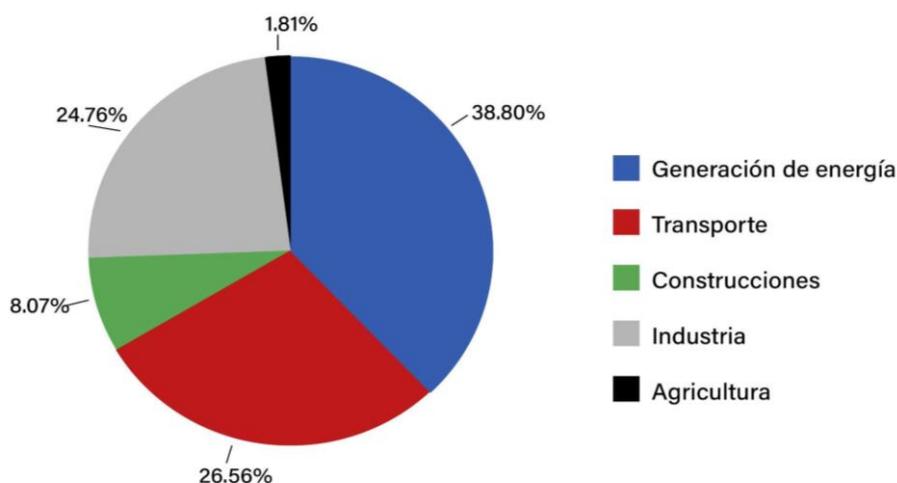


Figura 3. Emisiones globales de CO₂ para el año 2019. Tomado y modificado de Yoro y Daramola (2020).

2.1 Captura post-combustión

La captura post-combustión es una de las principales tecnologías consideradas para la reducción de CO₂. Como su nombre indica, este método implica separar el CO₂ del gas residual resultante de la combustión (Figura 4), conocido como *flue gas* en inglés (Aminu, 2018). Se conocen al menos tres formas de lograrlo. Una de ellas es mediante el uso de solventes químicos como MEA (monoetanolamina), MDEA (metildietanolamina) y DEA (dietanolamina), que reaccionan con el gas residual después de ser enfriado. El compuesto

resultante es calentado nuevamente para separar el CO_2 con una pureza del 99 % (Madejski *et al.*, 2022). A pesar de su eficacia, estos solventes pueden reaccionar con el O_2 o las impurezas presentes en el gas residual, como NO_2 , SO_x , H_2S , HCl , As y Hg , lo que puede disminuir la absorción de CO_2 (Steenefeldt *et al.*, 2006). Además, las centrales que utilizan este método pueden perder entre el 25 y el 37 % de la energía generada durante el proceso de separación (Jain *et al.*, 2016).

Otro método implica el uso de membranas de materiales orgánicos o inorgánicos para separar el CO_2 del gas residual. En este caso, el desafío radica en la selección de las membranas más adecuadas, que resulten en una alta selectividad CO_2/N_2 , una permeabilidad adecuada y costos de producción reducidos, lo que permitiría que la captura de CO_2 sea económicamente viable (Madejski *et al.*, 2022).

Por último, la combustión con bucle químico (CLC, por sus siglas en inglés) se presenta como una alternativa con menor costo operativo en comparación con la combustión tradicional. Este método implica la generación de un portador de oxígeno, como óxidos de hierro, manganeso o cobre, en un reactor de aire. Posteriormente, este portador de oxígeno se transfiere a un segundo reactor, donde se reduce con el combustible, generando así energía y gases de escape compuestos principalmente por CO_2 y H_2O (Jain *et al.*, 2016). El CO_2 puede separarse fácilmente mediante un condensador, lo que resulta en ahorros de energía considerablemente mayores en comparación con el uso de solventes (Madejski *et al.*, 2022).

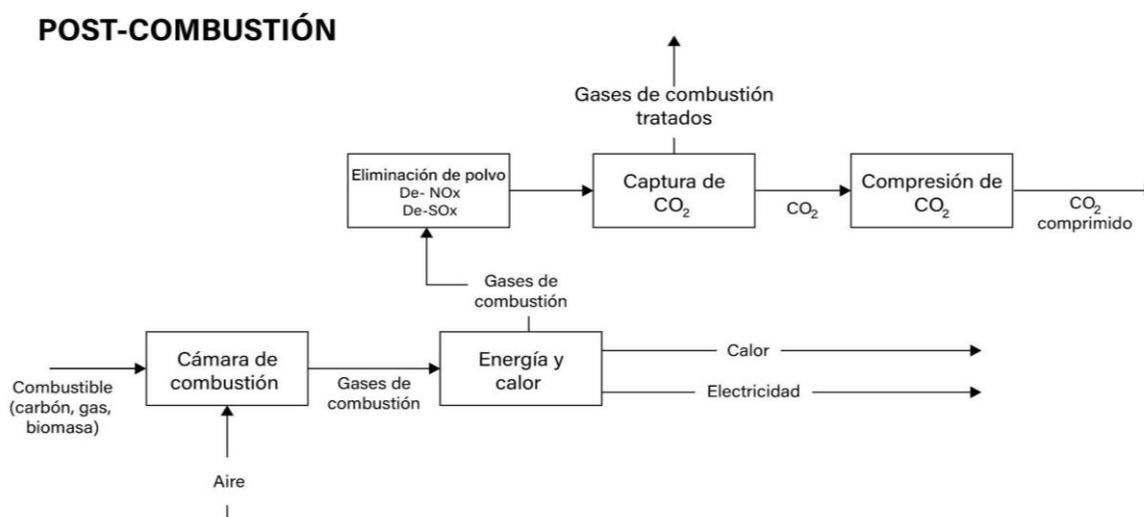


Figura 4. Diagrama de generación de energía y producción de calor de una central térmica que emplea el método de post-combustión para capturar CO_2 . Tomado y modificado de Madejski *et al.* (2022).

2.2 Captura por Oxy-combustión

La tecnología de oxy-combustión (Figura 5) utiliza una atmósfera enriquecida de O_2 al 95 % para la quema de combustibles, con recirculación de CO_2 y H_2O como fluido de trabajo en un ciclo de turbina parcialmente cerrado (Steenefeldt *et al.*, 2006).

Se destaca principalmente por su mínima necesidad de modificaciones a la central térmica. Al utilizar O_2 en lugar de aire, se elimina el contenido de N_2 en los gases de combustión, resultando en gases residuales compuestos principalmente por CO_2 y vapor de agua, reduciendo emisiones de óxidos de nitrógeno (NO_x). Esto facilita la separación del CO_2 sin requerir un consumo significativo de energía, ya que la unidad de separación de aire representaría el componente con más gasto energético del proceso (Madejski *et al.*, 2022).

OXY-COMBUSTIÓN

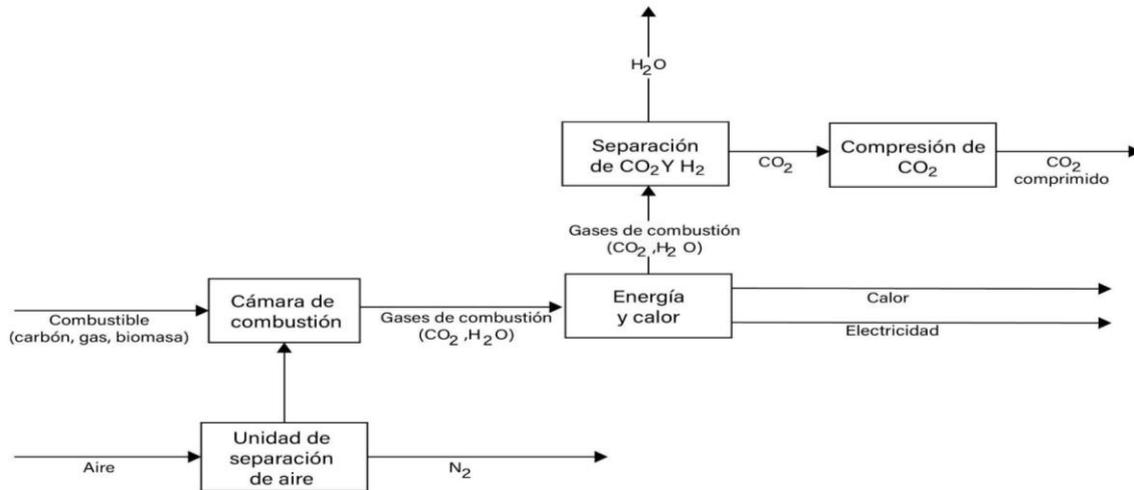


Figura 5. Diagrama de generación de energía de una central térmica que emplea el método de oxy-combustión para capturar CO_2 . Tomado y modificado de Madejski *et al.* (2022).

2.3 Captura con pre-combustión

La captura de CO_2 mediante tecnología de pre-combustión implica la reacción de cualquier combustible fósil con O_2 y vapor de agua en una gasificadora, a presiones entre 30 a 70 atm, para crear un gas de síntesis o *syngas* compuesto principalmente de monóxido de carbono (CO) y H_2 . Este gas se dirige a un separador ciclónico para eliminar hollín, luego a un reactor de cambio agua-gas, donde, al agregar vapor y pasar la mezcla a través de un catalizador, se produce una reacción que convierte el CO y el H_2O en CO_2 y H_2 . Posteriormente, el gas se somete a un proceso de desulfuración y, luego, se emplean métodos de separación similares a los utilizados en procesos de post-combustión, para separar el CO_2 del H_2 y emplear este último como combustible para la generación de energía (Figura 6) (Steenveeldt *et al.*, 2006; Jain *et al.*, 2016; Madejski *et al.*, 2022).

PRE-COMBUSTIÓN

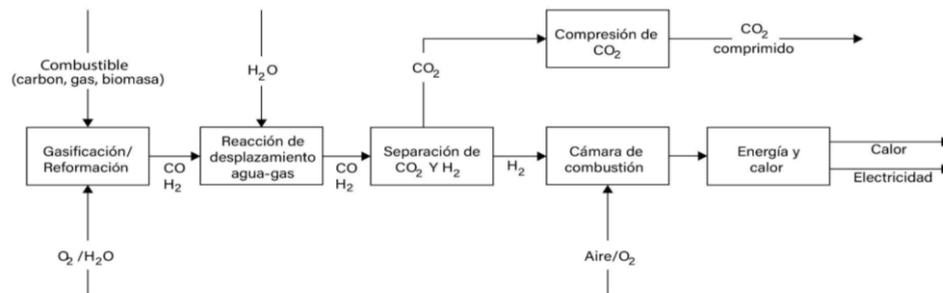


Figura 6. Diagrama de generación de energía de una central térmica que emplea el método de pre-combustión para capturar CO₂. Tomado y modificado de Madejski *et al.* (2022).

3 TRANSPORTE DEL GAS

El transporte de CO₂ se realiza a través de camiones, barcos o gasoductos, dependiendo principalmente de la ubicación de los sitios de captura y almacenamiento. Los mayores costos asociados varían según la distancia, las impurezas y el volumen del gas transportado (Steenefeldt *et al.*, 2006). Aunque estos métodos son prácticos, es esencial desarrollar infraestructuras a nivel local y regional, acompañadas de legislaciones y regulaciones que establezcan las especificaciones de su composición para garantizar un transporte adecuado y seguro, así como una relación costo-beneficio acorde con la situación económica nacional y de la industria, lo cual garantizará el éxito del proceso de transporte y almacenamiento (Jain *et al.*, 2016).

El transporte de CO₂ mediante camiones destaca por su flexibilidad, la rápida accesibilidad a las instalaciones y la capacidad de adaptarse a los cambios de ubicación de las plantas emisoras y los sitios de almacenamiento de CO₂. Sin embargo, los volúmenes de transporte son significativamente menores a los otros medios (hasta 82 toneladas), y factores como las condiciones climáticas adversas, el tráfico intenso, las fluctuaciones en los costos de combustible, las distancias y el mantenimiento no planificado pueden afectar seriamente la entrega de CO₂ (Energinet, 2023).

Los barcos tienen una capacidad de transporte mayor en comparación con los camiones, entre 120.000 y 150.000 toneladas, lo que los convierte en una opción a considerar para el transporte a larga distancia de CO₂. Su capacidad para navegar por rutas marítimas directas los hace una opción viable para el transporte hacia sitios de almacenamiento ubicados en áreas remotas o en alta mar. Sin embargo, su capacidad tampoco es suficiente como para realizar transportes a gran escala (Steenefeldt *et al.*, 2006). Además, las condiciones climáticas adversas en alta mar pueden afectar la programación y la eficiencia de las operaciones de transporte. Por otro lado, la dependencia de la infraestructura portuaria y la disponibilidad de muelles adecuados limitan la flexibilidad y accesibilidad de los barcos para cargar y descargar CO₂ en diferentes ubicaciones. Asimismo, el transporte marítimo requiere una planificación cuidadosa para garantizar la seguridad y la integridad del CO₂ durante el transporte,

especialmente en términos de control de emisiones y prevención de fugas (Simonsen *et al.*, 2024).

Los gasoductos sobresalen por su capacidad superior para transportar grandes volúmenes de CO₂ de manera continua y eficiente. Además, pueden resultar más económicos en términos de costos operativos y energéticos en comparación con otros métodos de transporte por tierra, lo que contribuye a la viabilidad económica de los proyectos de CCS (Energinet, 2023). Sin embargo, también enfrentan desafíos significativos. La construcción y el mantenimiento de gasoductos requieren una inversión inicial considerable y un extenso proceso de planificación y aprobación. Además, tienen menos flexibilidad en comparación con los camiones y barcos, lo que limita su capacidad para adaptarse a cambios en las ubicaciones de las plantas emisoras y los sitios de almacenamiento o utilización de CO₂ (Simonsen *et al.*, 2024).

Por otra parte, la presencia de impurezas en la corriente de CO₂, como H₂O, O₂, SO_x, NO_x, N₂, H₂, CH₄ y Ar, puede provocar corrosión, formación de incrustaciones e incluso afectar el comportamiento de fase del CO₂. Por lo tanto, es necesario establecer estándares de calidad específicos, preferiblemente a nivel nacional y no individual para cada proyecto, para garantizar la seguridad y la eficiencia del transporte (Aminu, 2018). La selección del material del gasoducto, la presión y la temperatura del CO₂, así como la gestión de impurezas, son aspectos críticos que también deben tenerse en cuenta (Simonsen *et al.*, 2024).

Los proyectos de CCS requieren de grandes inversiones en cada una de sus etapas y, en general, son las empresas que emiten la mayor cantidad de gases de efecto invernadero las que inician dichos proyectos. El problema radica en que algunas empresas sólo operan en una parte específica de la cadena de valor del CO₂ y asumen riesgos comerciales muy altos al operar en áreas diferentes (Steenefeldt *et al.*, 2006; Aminu, 2018).

La solución a este problema se centra en el modelo llamado de núcleo o *Hub* (Figura 7), el cual implica el establecimiento de un grupo industrial, conocido como *cluster*, donde múltiples empresas emisoras de CO₂ invierten en el desarrollo de la infraestructura de un proyecto completo de CCS. Esto incluye gasoductos, compresores, instalaciones portuarias, barcos, pozos de inyección, así como el desarrollo y cumplimiento de normativas que especifican la pureza del CO₂ con el que se trabajará (Global CCS Institute, 2023).

Estos modelos de administración permitirían reducir costos, acelerar la disminución de emisiones y atraer a varias industrias emisoras que buscan resolver las dificultades en la gestión del CO₂.

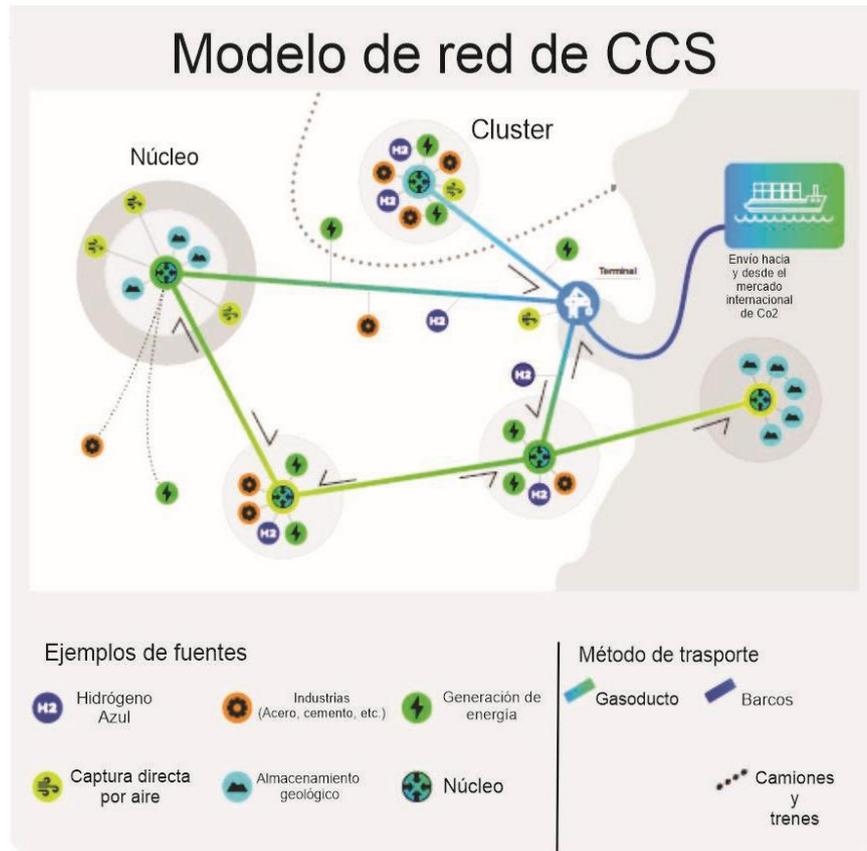


Figura 7. Representación de un modelo de *Hubs* para proyectos de CCS. Tomada y modificada de Global CCS Institute (2023).

4 ALMACENAMIENTO DEL CO₂

El almacenamiento representa la etapa final en el proceso de CCS y consiste en inyectar el CO₂ capturado en formaciones geológicas aptas para retenerlo por tiempos geológicos (Global CCS Institute, 2023).

Uno de los elementos clave en esta fase es la selección de formaciones adecuadas para almacenar el CO₂. Estos lugares deben asegurar un almacenamiento seguro, sostenible y económico del CO₂ a lo largo de escalas temporales geológicas. Por lo tanto, es crucial evaluar y seleccionar sitios adecuados que cumplan con varios criterios relacionados con diferentes aspectos de la operación de almacenamiento, tales como aspectos geológicos, ingenieriles, económicos, legales, logísticos y de seguridad (Alcalde *et al.*, 2021).

Las opciones con mayor potencial de almacenamiento son los pozos de gas y petróleo depletados o abandonados, los acuíferos salinos, basaltos y los depósitos de carbón no explotables (Figura 8) (Aminu, 2018). Los dos primeros son los de mayor interés: los acuíferos debido a su gran capacidad de almacenamiento y los pozos abandonados debido a su infraestructura preexistente, las oportunidades económicas que ofrecen y el amplio conocimiento del subsuelo (Steenveeldt *et al.*, 2006; Olden *et al.*, 2014; Arachchige y Sakuna, 2019).

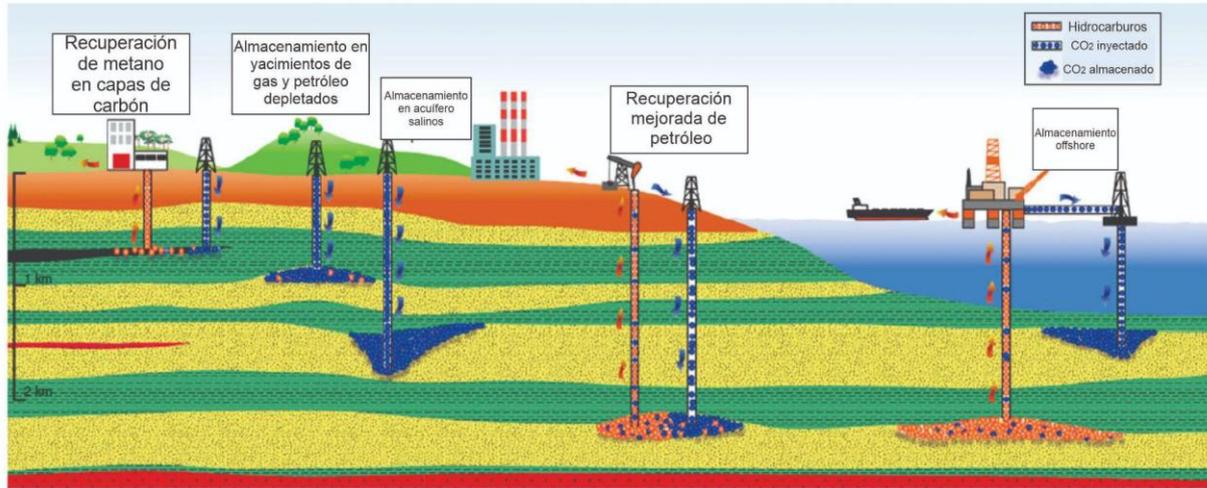


Figura 8. Ilustración que muestra los distintos objetivos para el almacenaje de CO₂. Tomado y modificado de Ketzer *et al.* (2012).

A pesar del gran potencial que ofrecen tanto los reservorios con pozos abandonados como los acuíferos salinos, es crucial considerar que la capacidad de almacenamiento efectiva de cada campo está determinada por varios factores, como el tamaño del yacimiento, la composición de la roca reservorio, la permeabilidad de la roca o la cantidad de petróleo y gas previamente extraídos. Por lo tanto, resulta imperativo evaluar individualmente la capacidad de almacenamiento antes de implementar la inyección de CO₂, ya sea con el propósito de la recuperación mejorada de petróleo (EOR, por sus siglas en inglés), o para su almacenamiento definitivo (Arachchige y Sakuna, 2019).

4.1 Capacidad de almacenamiento

La capacidad de almacenamiento se refiere al volumen total de un medio geológico que puede utilizarse para almacenar CO₂ (Raza *et al.*, 2016). Este parámetro depende de diversas características tanto de la cuenca y sus reservorios como del propio CO₂. Una de las características más relevantes es la porosidad efectiva de la roca reservorio, la cual, idealmente, debería ser superior al 20 % para albergar grandes volúmenes de gas (Solomon, 2007; Anthonsen *et al.*, 2014).

Los cambios de presión y el gradiente geotérmico también influyen significativamente, ya que, bajo condiciones atmosféricas normales, el CO₂ se comporta como un gas más pesado que el aire, con una densidad de 1,872 kg/m³. Sin embargo, cuando la temperatura supera los 31,1 °C y la presión es mayor a 7,38 MPa, el CO₂ alcanza el estado supercrítico en el que, aunque se comporta como un gas llenando todo el volumen disponible, adquiere una densidad similar a la de un líquido, que varía entre 150 y más de 800 kg/m³. Esto reduce las fuerzas de flotabilidad del CO₂ en el subsuelo, permitiendo un mejor flujo y entrapamiento (Bachu, 2003).

El gradiente geotérmico de la zona es particularmente importante, ya que controla la densidad del CO₂ y, por lo tanto, determina las profundidades óptimas para la inyección del gas. A altas temperaturas, asumiendo presiones hidrostáticas, la densidad del CO₂ no podría superar los 500 kg/m³, mientras que, a temperaturas más bajas, su densidad aumentaría (Figura

9). Por ello, para mantener los costos de inyección bajos, en cuencas cálidas con un gradiente geotérmico superior a $40\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, se recomienda utilizar reservorios situados entre 1.500 y 2.000 m de profundidad. En contraste, en cuencas frías con gradientes inferiores a $20\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, las profundidades ideales se encuentran entre los 800 y 1.000 m. Intentar inyectar en profundidades mayores supondría un desperdicio de capital, puesto que la variación de la densidad sería mínima, tal como puede observarse en la figura 9 (Bachu, 2003; Anthonsen *et al.*, 2014).

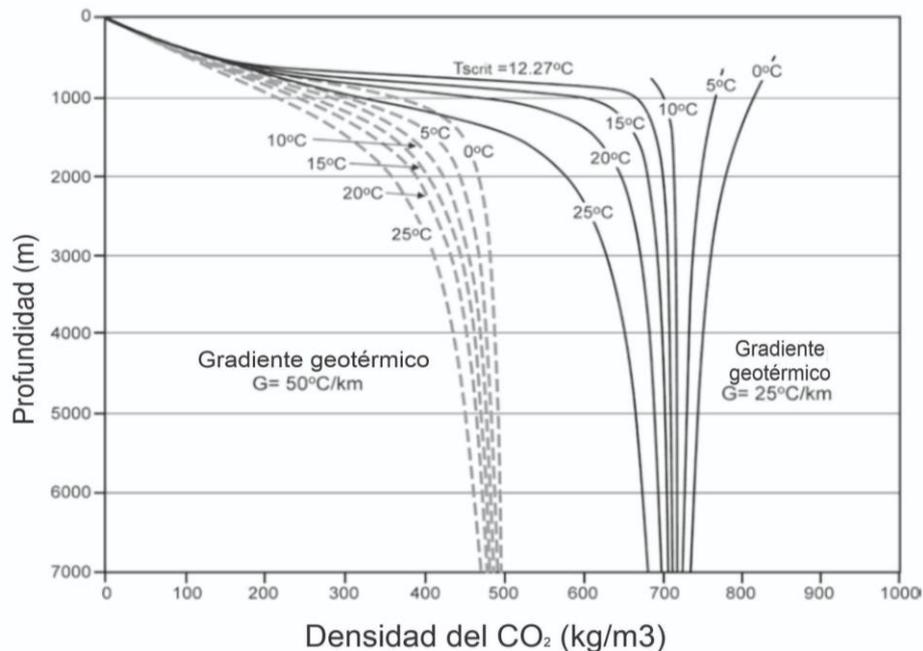


Figura 9. Variación de la densidad del CO_2 con la profundidad en cuencas sedimentarias suponiendo presiones hidrostáticas y diferentes temperaturas superficiales (T_s) y gradientes geotérmicos representativos de cuencas "frías" y "cálidas". Tomado y modificado de Bachu, (2003).

Basado en el gráfico de la figura 9 y utilizando la fórmula: **Masa = Densidad * Volumen**, se calculó, a modo de ejemplo, la masa de CO_2 que ocuparía un volumen de 100 m^3 para tres valores distintos de densidad asumiendo un gradiente geotérmico de $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y una temperatura de superficie de $25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Estos valores corresponden a las siguientes condiciones: al nivel del mar, una densidad de $1,872\text{ Kg}/\text{m}^3$; a 500 m de profundidad, una densidad de $150\text{ Kg}/\text{m}^3$ aproximadamente; y a 1.000 m de profundidad, con una densidad de $310\text{ Kg}/\text{m}^3$. Se obtuvo que, al nivel del mar, $187,2\text{ Kg}$ de CO_2 ocuparían un volumen de 100 m^3 ; a 500 m de profundidad, el mismo volumen sería ocupado por aproximadamente 150.000 Kg de CO_2 ; y a una profundidad de 800 m, el mismo volumen sería ocupado por aproximadamente 310.000 Kg de CO_2 .

Con estos resultados podemos observar que, a medida que aumenta la densidad del CO_2 con la profundidad, la masa de gas que podemos almacenar en un mismo volumen aumenta considerablemente, por lo que es imperativo seleccionar reservorios que estén por debajo de los 800 m y por encima de los 2000 m.

Por otro lado, la variabilidad espacial de las propiedades petrofísicas, como la permeabilidad, afecta la distribución y el comportamiento del CO₂ en el subsuelo, lo que a su vez incide en la capacidad de almacenamiento del reservorio (Lengler *et al.*, 2010). En el caso de un reservorio relativamente homogéneo en términos de permeabilidad, el CO₂ tiende a ascender, al ser menos denso que el agua de la formación, y se expande lateralmente contra la roca sello, aumentando los riesgos de fuga e incluso la reactivación de fallas debido al incremento de la presión (Figura 10) (Solomon, 2007).

Así, la intercalación de capas de baja y alta permeabilidad dentro del propio reservorio, conocida como heterogeneidad estratigráfica (Raza *et al.*, 2016), podría mejorar la capacidad de secuestro. Esta disposición es capaz de crear más trayectorias de flujo para el CO₂ y aumentar su interacción con los demás fluidos del reservorio (Hovorka *et al.*, 2004), además de regular la velocidad de propagación y la posibilidad de alcanzar diversas zonas de interés dentro de la formación (Lengler *et al.*, 2010).

4.2 Inyectividad

La inyectividad (ecuación 1) juega un papel fundamental en el éxito y la seguridad de los proyectos de almacenamiento de CO₂ al influir en la eficiencia de inyección, la integridad de la formación y la operación segura de las instalaciones. Se describe como la facilidad con la que un fluido puede ser inyectado en un medio de almacenamiento sin causar fracturas en la formación (Raza *et al.*, 2016). Se representa como una relación entre la tasa de inyección (Q_{inj}) y la diferencia de presión entre la presión en el fondo del pozo (P_{bh}) y la presión del reservorio (P_{res}) (Raza *et al.*, 2015a; Raza *et al.*, 2015b).

$$I = \frac{Q_{inj}}{P_{bh} - P_{res}}$$

Ecuación 1. Fórmula del índice de inyectividad. Tomado de Raza *et al.* (2015b).

La permeabilidad del reservorio y su homogeneidad son factores cruciales a considerar para asegurar tasas de inyección adecuadas y una movilización óptima del CO₂ una vez inyectado (Raza *et al.*, 2016). Las formaciones con una permeabilidad en el rango de más 100 mD se consideran de alta calidad para el almacenamiento de CO₂, ya que requieren menos pozos de inyección y menores presiones de inyección, lo que resulta en una significativa reducción de los costos operativos en esta fase del proyecto. En contraste, las formaciones con permeabilidades menores a 100 mD requieren mantener presiones de inyección más altas, elevando el riesgo de fracturas que puedan provocar fugas indeseadas. Esto implica la necesidad de utilizar más pozos de inyección y métodos adicionales como la fracturación hidráulica, lo que incrementa los costos del proyecto (Watson y Gibson-Poole, 2005; Cinar *et al.*, 2008; Anthonsen *et al.*, 2014).

En relación con la homogeneidad estratigráfica, es importante tener en cuenta que, aunque un reservorio altamente permeable y homogéneo facilita una alta tasa de inyección, existe el riesgo de que el CO₂ migre rápidamente hacia la parte superior del mismo, lo que podría reducir el volumen de CO₂ atrapado (Cooper, 2009). Por otro lado, un reservorio más

heterogéneo, con intervalos delgados y de baja permeabilidad, puede resultar en una disminución de la inyectividad, resultando en el uso de múltiples pozos y estrategias de inyección, pero a su vez aumentar la interacción del gas con los fluidos de formación, lo que garantiza un mayor volumen de gas atrapado, como se mencionó anteriormente (Raza *et al.*, 2015b).

Para ambos casos, la presión se convierte en un parámetro crucial para garantizar la seguridad y eficiencia durante la inyección. Es fundamental mantener la presión por debajo de los límites de la roca sello, ya que esto podría provocar la reactivación de fallas o la generación de fracturas, lo que llevaría a fugas del gas y potenciales desastres ambientales (Raza *et al.*, 2015b; Raza *et al.*, 2016). Además, debemos tener en cuenta que, durante la inyección de CO₂, la presión del reservorio tiende a aumentar, lo que eventualmente disminuye la inyectividad (Jalil *et al.*, 2012).

Por último, es importante destacar que se han realizado numerosos estudios sobre otros parámetros que podrían tener algún impacto en la inyectividad. Por ejemplo, Hoteit *et al.* (2019) investigaron los efectos de la inyección de CO₂ en su fase densa en reservorios abandonados con baja presión, proponiendo posibles soluciones para evitar la acumulación de presión y la formación de hidratos cerca del pozo. Bacci *et al.* (2011) llevaron a cabo varios estudios y simulaciones que muestran cómo la inyección de CO₂ se ve afectada por la disolución y precipitación de diversos minerales. Saeedi y Rezaee (2012) demostraron, a través de experimentos en areniscas saturadas de CO₂ y salmuera, que la presencia de gas natural residual puede tener un impacto negativo significativo en la inyectividad de CO₂ a corto plazo.

4.3 Mecanismos de entrapamiento

Como se ha mencionado previamente, el objetivo principal de los proyectos de almacenamiento de CO₂ es garantizar que este gas permanezca bajo tierra sin riesgo de escape hacia la atmósfera. Esto se logra mediante la combinación de cuatro mecanismos de entrapamiento: el estructural y estratigráfico, por solubilidad, el residual o capilar, y el entrapamiento mineral (Raza *et al.*, 2015a). La eficacia con la que estos mecanismos retienen el CO₂ dependerá de diversas características petrofísicas y geoquímicas del reservorio y roca sello (Bachu, 2001).

4.3.1 Entrapamiento estructural y estratigráfico

Este es el primer mecanismo en actuar durante la inyección y el que mayor contribución tiene en las primeras instancias de la misma (Ali, 2018). Dado que el CO₂ es menos denso que el agua de formación tiende a ascender verticalmente y acumularse como una pluma inmisible e inmóvil bajo la roca sello (Ketzer *et al.*, 2012), quedando atrapado en las mismas trampas estructurales y estratigráficas que caracterizan a los sistemas petroleros convencionales, como anticlinales y acuñaientos (Figura 10) (Raza *et al.*, 2015a).

La efectividad de este mecanismo depende de las propiedades geométricas, petrofísicas y geomecánicas de la roca sello (Kaldi *et al.*, 2013). Para que el sello sea eficiente, debe tener suficiente extensión lateral como para cubrir el reservorio destinado al almacenamiento de CO₂, además debe contar con el espesor suficiente como para mantener un sellado efectivo. También debe contar con una litología adecuada, de modo que sea impermeable y no favorezca reacciones geoquímicas con los fluidos inyectados, evitando la disolución de minerales, lo que

comprometería la impermeabilidad del sello. Por lo tanto, los sellos evaporíticos y pelíticos, caracterizados por su impermeabilidad, serían la mejor opción (Kaldi *et al.*, 2013).

El riesgo de fugas, sismicidad inducida y deformaciones superficiales dependerá de la integridad de la roca sello, que puede verse afectada tanto por sus propiedades geomecánicas y mineralógicas, así como por el régimen tectónico de la zona. Las fallas y fracturas regionales desempeñan un papel clave en el proceso de atrapamiento. Su presencia, ubicación, extensión y posible reactivación influyen directamente en la seguridad del proyecto, limitando las áreas aptas para la inyección segura de CO₂. Por ello, es fundamental comprender el modelo estructural de la zona (Kaldi *et al.*, 2013; Raza *et al.*, 2016; Song *et al.*, 2023).

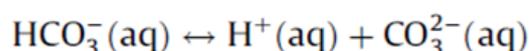
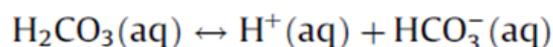
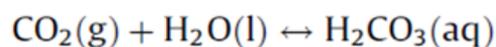
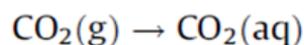
4.3.2 Entrampamiento residual o capilar

Es un proceso físico en el cual el CO₂ queda inmovilizado en los espacios porosos de la roca reservorio debido a fuerzas capilares (Figura 10) (Raza *et al.*, 2015b). Este mecanismo toma lugar al inyectar CO₂ en el reservorio, a medida que fluye hacia arriba por diferencias de densidad (Raza *et al.*, 2015b), el borde posterior de la pluma experimenta un proceso de reabsorción (Pentland *et al.*, 2011), atrapando al CO₂ como una saturación residual de gas (Raza *et al.*, 2016).

Este mecanismo es mucho más eficiente que el entrampamiento estructural, al cual supera en las instancias intermedias de inyección (Figura 10) (Raza *et al.*, 2015a). Permite atrapar grandes volúmenes de CO₂ antes de que lleguen al techo del reservorio, lo cual mejora la relación superficie-volumen del gas con la roca reservorio. Esto, a su vez, aumenta la solubilidad del CO₂ en la salmuera y proporciona acceso a un mayor volumen de roca para la precipitación mineral (Raza *et al.*, 2015a; Raza *et al.*, 2015b).

4.3.3 Entrampamiento por solubilidad

A medida que se inyecta CO₂ en el reservorio, este comienza a disolverse en el agua de formación y se desplaza por todo el reservorio mediante procesos de dispersión y difusión (Figura 10) (Ketzner *et al.*, 2012; De Silva *et al.*, 2015). El CO₂ atraviesa una serie de reacciones y disociaciones (Ecuación 2) hasta alcanzar un equilibrio en las condiciones de pH y temperatura del medio. Inicialmente, pasa a una fase acuosa y luego reacciona parcialmente con el agua para formar ácido carbónico (H₂CO₃). Este ácido se disocia parcialmente en bicarbonato (HCO₃⁻) e hidrógeno, y posteriormente el bicarbonato se disocia parcialmente en carbonato (CO₃²⁻) e hidrógeno (De Silva *et al.*, 2015).



Ecuación 2. Reacciones químicas involucradas en el proceso de disolución del CO₂ en agua. Tomado de De Silva *et al.* (2015).

4.3.4 Entrampamiento mineral

Este proceso de entrampado es el más lento (Figura 10) y depende en gran medida de la mineralogía de la roca reservorio. La disolución del CO₂ acidifica el agua de formación provocando la disolución de los minerales presentes en la roca reservorio, especialmente feldespatos, calcita, dolomita y arcillas como la caolinita, siderita e illita.

Los iones originados por la disolución junto con los que ya se encontraban en el agua de formación y los aniones carbonato y bicarbonato reaccionan para formar principalmente carbonatos como calcita, magnesita, siderita, dawsonita e incluso arcillas como la caolinita (Ketzer *et al.*, 2012; De Silva *et al.*, 2015).

Este mecanismo puede alterar los contactos individuales de los clastos, generando cambios drásticos en la porosidad y permeabilidad del reservorio, por lo que puede afectar a la capacidad de almacenamiento e inyectividad (Raza *et al.*, 2015a; Aminu, 2018). Pero una vez completado, el CO₂ permanecerá mineralizado por periodos de tiempo geológico y sólo podría verse alterado con cambios en temperatura, presión, Ph o en la composición del agua de formación (Ketzer *et al.*, 2012; De Silva *et al.*, 2015).

Por ejemplo, la inyección de grandes volúmenes de CO₂ en rocas carbonáticas puede reducir el pH del agua de formación, causando la disolución de carbonatos de calcio y magnesio, lo que puede mejorar la permeabilidad del reservorio hasta en un 30%. Sin embargo, estos resultados son altamente variables y dependen de las características de la roca reservorio, los iones disueltos en el agua de formación y de las impurezas en el fluido inyectado. Por ejemplo, altos contenidos de SO₄ tanto en el reservorio como en el fluido inyectado podrían afectar notablemente la permeabilidad del reservorio, provocando que no mejore o incluso disminuya aún más, debido a la precipitación de sulfatos de calcio, como anhidrita y yeso (Soleimani *et al.*, 2020). Por ello sería necesario utilizar un flujo de CO₂ libre de impurezas, especialmente de SO₂ (Wang *et al.*, 2011), para garantizar mejoras en la permeabilidad y reducir las presiones de inyección.

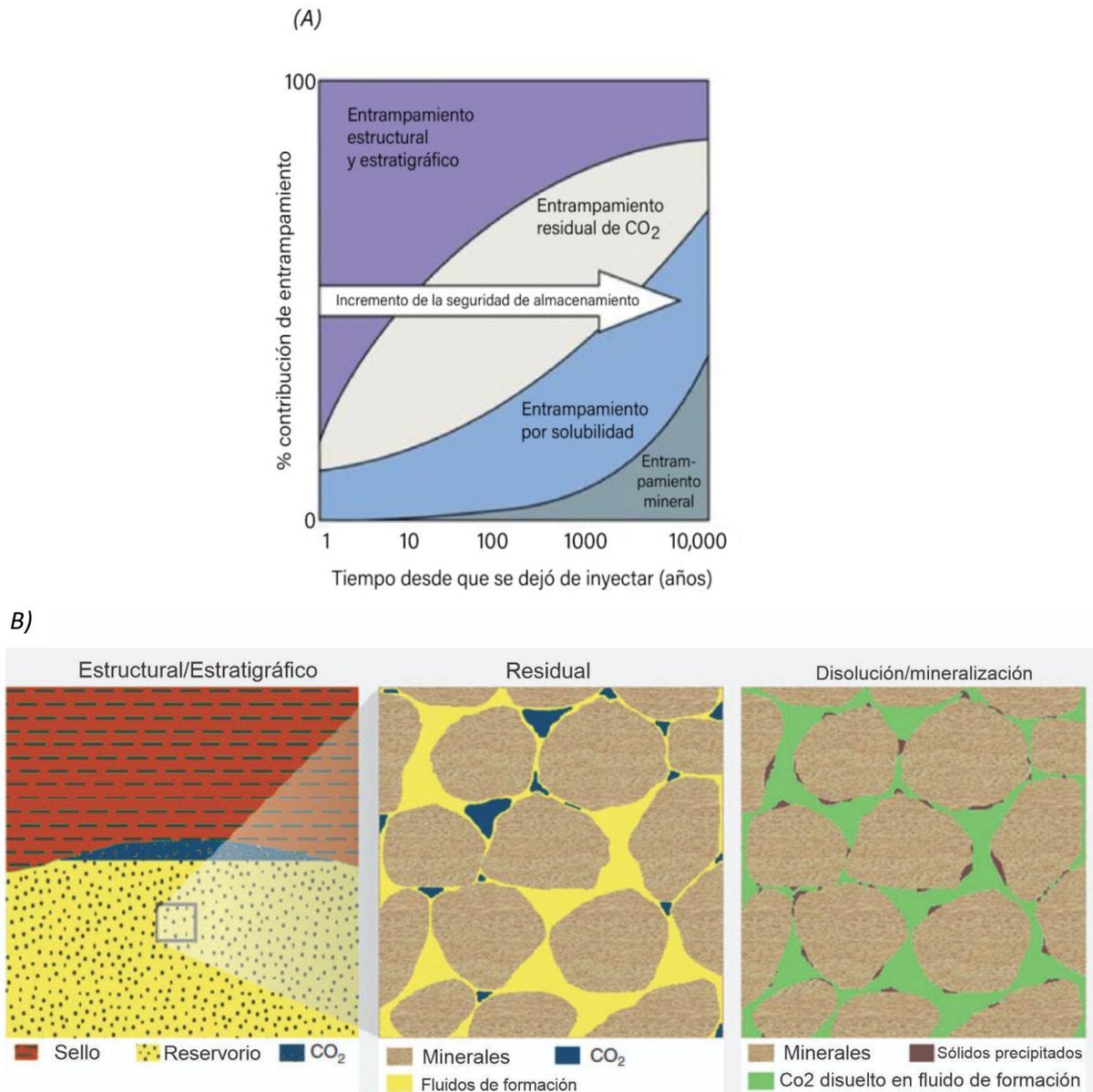


Figura 10. (A) Rendimiento de los mecanismos de entrapamiento de CO₂ con el tiempo. Tomado y modificado de Ali (2018). (B) Mecanismos de entrapamiento de CO₂. Tomado y modificado de Ketzer *et al.* (2012).

4.4 Métodos de cálculo de capacidad de almacenamiento

La estimación de la capacidad de almacenamiento de CO₂ es crucial para evaluar la viabilidad económica y la seguridad de los sitios de almacenamiento. Aunque se han aplicado diversos métodos a nivel global, ninguno ha sido adoptado como estándar debido a diferencias en escalas, terminologías, mecanismos de atrapamiento y condiciones límite, dando resultados variables y, a veces, contradictorios. En los reservorios de petróleo y gas, la estimación es más sencilla gracias al conocimiento existente por estudios previos y son utilizados factores de eficiencia relacionados a los volúmenes originales de Petróleo (OOIP) y gas (OGIP) en el reservorio.

En cambio, en el caso de tener reservorios estériles, se puede optar por utilizar métodos de cálculo para acuíferos salinos, con los cuales se utilizan factores de eficiencia de almacenamiento que reflejan la fracción del volumen total de poros de la formación salina que será ocupada por el CO₂ inyectado (Cantucci, 2016; Aminu, 2018).

Teniendo en cuenta lo expuesto previamente, se seleccionaron dos métodos para calcular la capacidad de almacenamiento. Ambos fueron desarrollados por el mismo organismo, lo que garantiza la consistencia en los parámetros considerados en su desarrollo.

4.4.1 Cálculo para reservorios de petróleo y gas

El primer método, desarrollado por el Departamento de Energía de los Estados Unidos (US-DOE), está dedicado a pozos de gas y petróleo abandonados. Goodman *et al.* (2011) propusieron un algoritmo volumétrico para la estimación de la capacidad de almacenamiento, basado en el enfoque estándar de la industria para el cálculo de OGIP y OOIP dado por la ecuación 3:

$$G_e = \rho_{CO_2, std} A H \phi B (1 - S_w) E_{oil/gas}$$

Ecuación 3: Cálculo de la capacidad de almacenamiento de CO₂ para reservorios de gas y petróleo desarrollada por el US-DOE. Tomado de Goodman *et al.* (2011).

Donde B es el factor de volumen inicial de formación de petróleo o gas, y $E_{oil/gas}$ es el factor de eficiencia de almacenamiento que indica la fracción de poros totales asociados con el petróleo y gas producidos que puede ser ocupada por el CO₂ inyectado. H es el espesor total de la unidad, A el área de la unidad en estudio, ϕ es la porosidad efectiva y S_w la saturación de agua de la formación.

4.4.2 Cálculo para acuíferos Salinos

El segundo método, también proveniente del US-DOE, es una ecuación volumétrica para calcular la masa de CO₂ estimada para el almacenamiento en formaciones salinas. Dada por la ecuación 4:

$$G_{CO_2} = A_t h g \phi_{tot} \rho E_{saline}$$

Ecuación 4: Cálculo de la capacidad de almacenamiento de CO₂ para acuíferos salinos desarrollada por el US-DOE. Tomado de Goodman *et al.* (2011).

Donde A_t es el área total del reservorio, h es el espesor de la formación, y ϕ_{tot} es la porosidad total. El factor ρ corresponde a la densidad del CO₂ en las profundidades del reservorio. Para una formación en concreto, el área, el espesor y la porosidad pueden ser restringidos mediante una interpretación geológica más detallada, lo cual permite por ejemplo

utilizar la porosidad efectiva de un espesor en concreto de la formación de interés, en lugar de la porosidad total y el espesor total. Esto permite obtener un cálculo de capacidad de almacenamiento más cercano al real (Goodman *et al.*, 2016).

Por último, el factor de eficiencia de almacenamiento E_{saline} refleja la fracción del volumen total de poros que será ocupada por el CO_2 inyectado. Este factor es una función de parámetros como el área ($E_{An/At}$), el espesor ($E_{hn/hg}$) y la porosidad total (E_e/ϕ_{tot}), que indican el porcentaje del volumen adecuado para la captura y almacenamiento de CO_2 . Además, considera componentes de eficiencia de desplazamiento como el areal (E_A), vertical (E_L), gravedad (E_g) y microscópico (E_d), los cuales reflejan diferentes barreras físicas que impiden que el CO_2 contacte el 100% del volumen de poros de una cuenca o región determinada (Goodman *et al.* 2011). Dicho factor está dado por la ecuación 5:

$$E_{saline} = E_{An/At} E_{hn/hg} E_{\phi_e/\phi_{tot}} E_A E_L E_g E_d$$

Ecuación 5: Factor de eficiencia de almacenamiento para acuíferos salinos y sus distintos parámetros. Tomado de Goodman *et al.* (2011).

Para esta metodología, Goodman *et al.* (2011) obtuvieron valores distintos de E_{saline} para reservorios con litologías predominantemente clásticas, dolomíticas y calcíticas. Estos valores se determinaron mediante la ejecución de 5.000 simulaciones basadas en rangos documentados derivados de reservorios de petróleo y gas (IEA GHG, 2009). Posteriormente, se estimaron los percentiles P10, P50 y P90, que indican, según su número, las probabilidades de que el valor real sea menor al calculado en un 10 %, 50 % y 90 %, respectivamente (Tabla 1).

$E_{saline} = E_{An/At} E_{hn/hg} E_{\phi_e/\phi_{tot}} E_v E_d$			
Litología	P_{10}	P_{50}	P_{90}
Clástico	0.51%	2.0%	5.4%
Dolomítico	0.64%	2.2%	5.5%
Calcítico	0.40%	1.5%	4.1%

Tabla 1. Factores de eficiencia de acuíferos salinos. Tomado de Goodman *et al.* (2011).

5 CRITERIOS DE SELECCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE RESERVORIOS

Para identificar los reservorios más adecuados para el almacenamiento de CO_2 , se realizó una clasificación utilizando las características discutidas en los apartados anteriores de este trabajo. La metodología utilizada se basa en los estudios de Wei *et al.* (2013), Anthonsen *et al.* (2014) y Carlotto (2019). Este enfoque es simple y se estructura en dos grupos principales que consideran los criterios más relevantes para las propiedades del reservorio y del sello. Cada criterio se clasificó en tres categorías: no apto, moderado y recomendado (tabla 2).

Criterios	Categorías		
	Recomendado	Problemático	No apto
Reservorio			
Litología	Areniscas feldespáticas, grano medio a grueso	Carbonática	Clástica de grano fino a muy fino, pobres propiedades petrofísicas
Espesor (m)			
Porosidad efectiva	>20%	10-20%	<10%
Permeabilidad (mD)	>100	10 - 100	<10
Gradiente geotérmico	>40°C/km	20°C - 40°C/km	<20°C/km
Profundidad (m.b.b.p)	800-2000	600-800	<600
Sello			
Litología	evaporítico, pelítico	carbonático	contenidos altos de arena
Extensión areal	continuo	incertidumbre sobre su continuidad	no continuo
Espesor (m)	>50	20-50	<20
Fallamiento	Bajo. No atraviesan el reservorio o sello	Moderado. Fallas menores atraviesan reservorio y/o sello	Alto. Grandes fallas atraviesan reservorio y/o sello

Tabla 2. Caracterización y criterios de clasificación para las propiedades del reservorio. Basado en los estudios de Wei *et al.* (2013), Anthonsen *et al.* (2014) y Carlotto (2019).

6 PRINCIPALES PROYECTOS DE ALMACENAMIENTO GLOBALES

Al 31 de julio de 2023, la capacidad total de captura de CO₂ de más de 390 proyectos de CCS en desarrollo, construcción y operación alcanzaba 361 Mt/a, con aproximadamente 115 hubs o redes de infraestructura para CCS en funcionamiento (Global CCS Institute, 2023). A continuación, se revisarán brevemente los proyectos pioneros en esta práctica, que establecieron las bases para el monitoreo del comportamiento del CO₂ en el subsuelo y proporcionaron información sobre los costos reales asociados con proyectos de esta magnitud.

6.1 Proyecto In Salah

El proyecto de almacenamiento In Salah, que estuvo operativo desde 2004, está ubicado en Argelia y fue llevado a cabo conjuntamente por un consorcio de British Petroleum, Statoil y Sonatrach. La inyección fue realizada sobre la Formación Krechba, una arenisca de 20 m de espesor que se encuentra entre 1.800 y 1.900 m de profundidad (Figura 11). Esta arenisca tiene una capacidad de almacenamiento de aproximadamente 17 Mt de CO₂ de los cuales se inyectaron, a través de 3 pozos, un total de 4 Mt entre 2004 y 2011, fecha en que el proyecto fue suspendido debido a preocupaciones sobre la integridad de la roca sello. En sus etapas

iniciales se llegaron a inyectar casi 4.000 t/d (toneladas por día) de CO₂ a través de tres pozos, con un costo de aproximadamente 6 \$ por tonelada de CO₂, y un costo total de alrededor de 2.7 US\$ billones (Zhang *et al.*, 2015; Aminu, 2018).

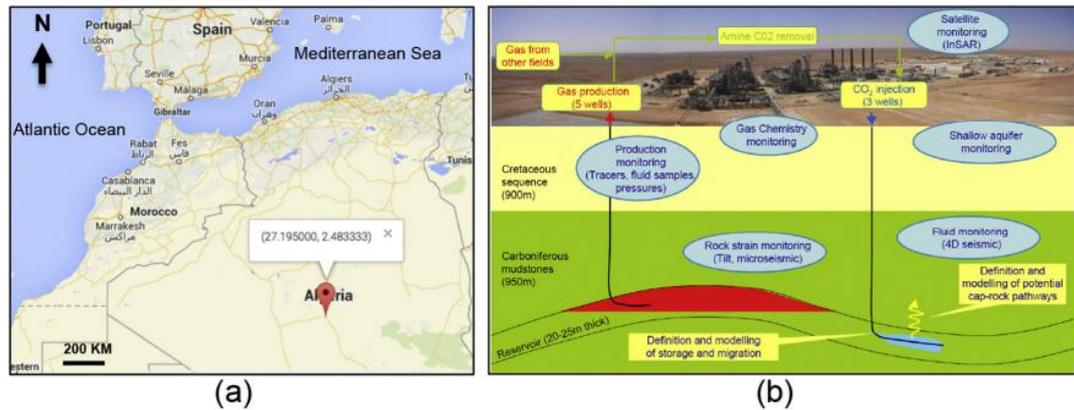


Figura 11. (a) Ubicación del proyecto In Salah con la Latitud (27.195) y Longitud (2.483333) resaltadas; (b) Flujo de trabajo esquemático de la inyección de CO₂. Tomado y modificado de Zhang *et al.* (2015).

6.2 Proyecto Sleipner

El proyecto de almacenamiento Sleipner, ubicado en la zona centro-norte del Mar del Norte, fue el primer proyecto de inyección de CO₂ a escala comercial en el mundo. Iniciado en 1996, utiliza un acuífero salino ubicado entre 800 y 1.000 m de profundidad (Figura 12). La formación, de edad cenozoica tardía, se llama Formación Utsira, una arenisca masiva de 200 a 250 m de espesor, a la cual, para 2015, ya se le ha inyectado 15,5 Mt de CO₂. Este acuífero salino cuenta con 200 a 300 m de lutitas como roca sello y un acuñamiento de las areniscas como entrapamiento adicional (Aminu, 2018).

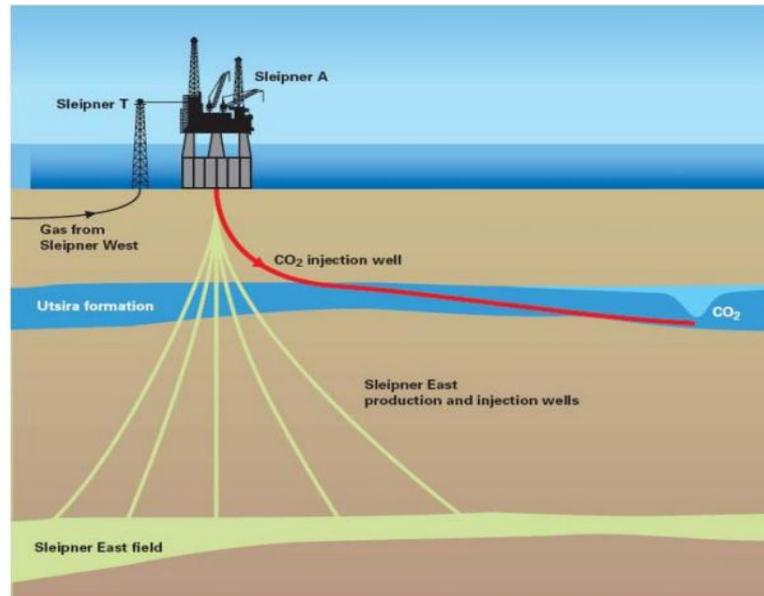


Figura 12. Proyecto de almacenamiento de CO₂ de Sleipner en Noruega. Tomado de Kalam *et al.* (2020).

6.3 Proyecto Snøhvit

El proyecto Snøhvit, situado frente a la costa de Noruega, inició sus operaciones a finales de 2007. El CO₂, capturado de un proyecto de procesamiento de GNL, se transportaba desde tierra hasta el mar mediante un gasoducto y se almacenaba en los reservorios de la Formación Tubaen (Figura 13), una arenisca con un espesor de 45 a 75 m a una profundidad de 2.600 m. Se inyectaban de manera segura aproximadamente 0,7 Mt de CO₂ al año. Aunque la capacidad total de almacenamiento se estimaba entre 31 y 40 Mt, en 2010 se informó que era menor de lo esperado, lo que llevó a considerar opciones como perforar nuevos pozos. Para 2011, la inyección fue suspendida y se comenzó a utilizar un reservorio alternativo (Aminu, 2018).

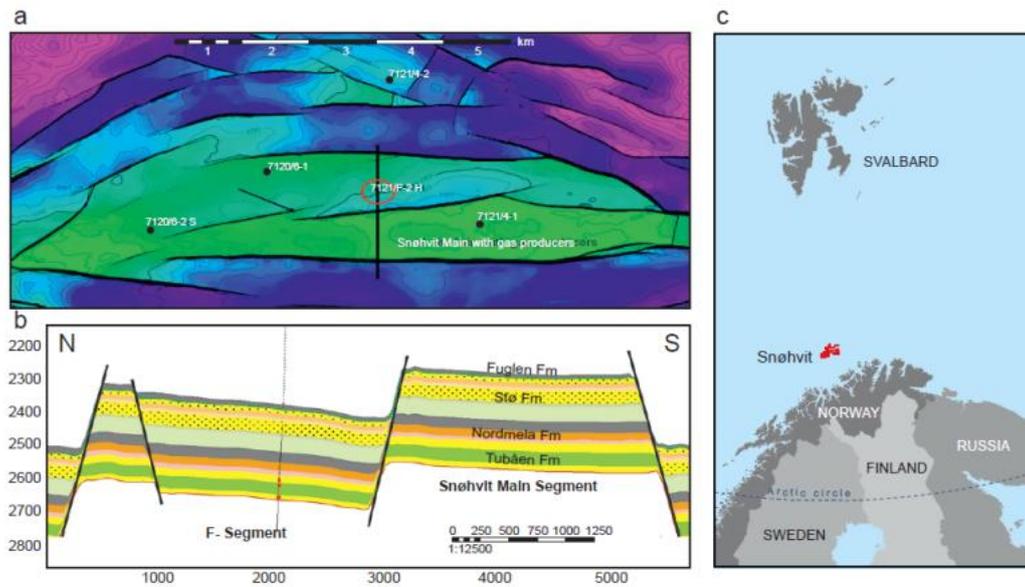


Figura 13. Ubicación de los campos de Snøhvit y una sección vertical sobre el campo principal. Los cuadros rojos señalan los intervalos perforados. Tomado de Hermanrud *et al.* (2013).

6.4 Proyecto Cranfield

El proyecto de almacenamiento Cranfield se ubicó en el yacimiento petrolífero Cranfield, en Natchez, Mississippi, EE. UU. (Figura 14). Estuvo operativo desde 2009 hasta 2014, enfocándose principalmente en el monitoreo de posibles fugas mediante estudios de las proporciones de distintos gases en los suelos de la región. Durante este período, se inyectaron aproximadamente 1.5 Mt/a de CO₂ en la Formación Tuscaloosa, una arenisca heterogénea de origen fluvial con un espesor de 15 m a una profundidad de 3.000 m. El costo total estimado del almacenamiento fue de 93 millones de dólares, y hasta agosto de 2013 se habían almacenado 4.7 Mt de CO₂ (Aminu, 2018).

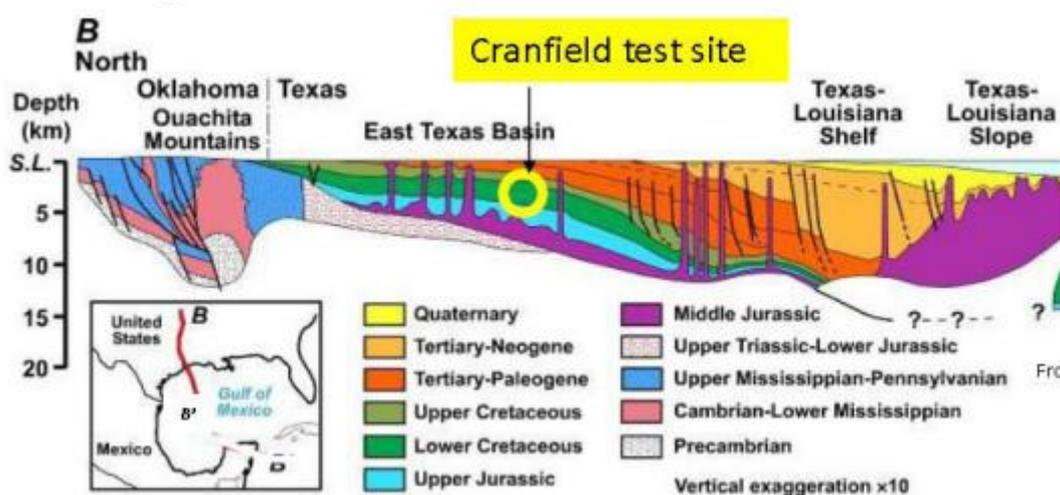


Figura 14. Sección transversal de la Costa del Golfo de México mostrando el intervalo probado por el equipo de SECARB Cranfield. Tomado de Hovorka (2013).

7 MATRIZ ENERGÉTICA ARGENTINA

Para fines de 2023, la matriz energética de Argentina estuvo compuesta en un 58 % por centrales térmicas. A estas les siguieron las centrales hidroeléctricas, responsables de la generación del 25 % de la energía, mientras que las fuentes renovables, como la eólica y solar, aportaron un 13 %. La energía nuclear completó la matriz con un 4 % (Figura 15).

Las emisiones de gases de efecto invernadero provenientes de las centrales térmicas alcanzaron 34 Mt de CO₂ eq., de las cuales, el 79 % se originó en la combustión de gas natural, mientras que el 21 % restante correspondió al uso de *gasoil*, *fuel oil* y carbón (Cammesa, 2024).

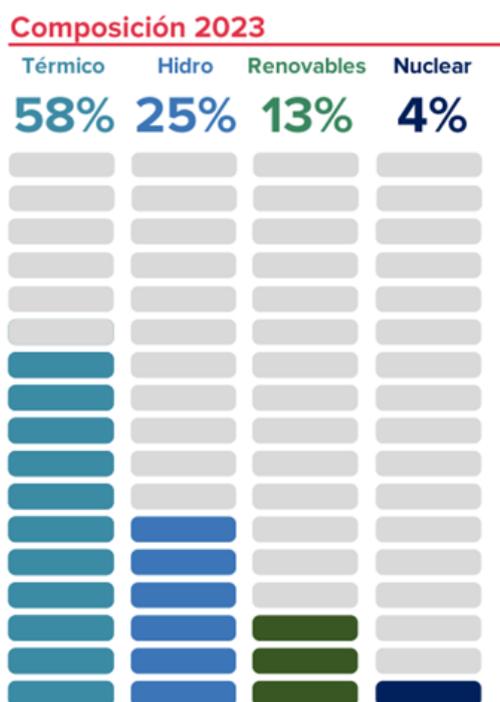


Figura 15. Composición de la matriz energética Argentina para el año 2023. Tomado de Cammesa 2024.

7.1 Centrales térmicas de la región

En las provincias de Río Negro y Neuquén existen actualmente 22 centrales térmicas en funcionamiento (Figura 16), las cuales emitieron, en el año 2018, más de 4 Mt de CO₂ eq (Secretaría de Energía, 2018). De estas centrales, cuatro se encuentran a menos de 24 km de la zona de estudio: Lomitas, El Trapial, Filo Morado y la Usina Campamento. En conjunto, estas cuatro centrales emitieron al menos 400 kt de CO₂ eq. en el año 2018.

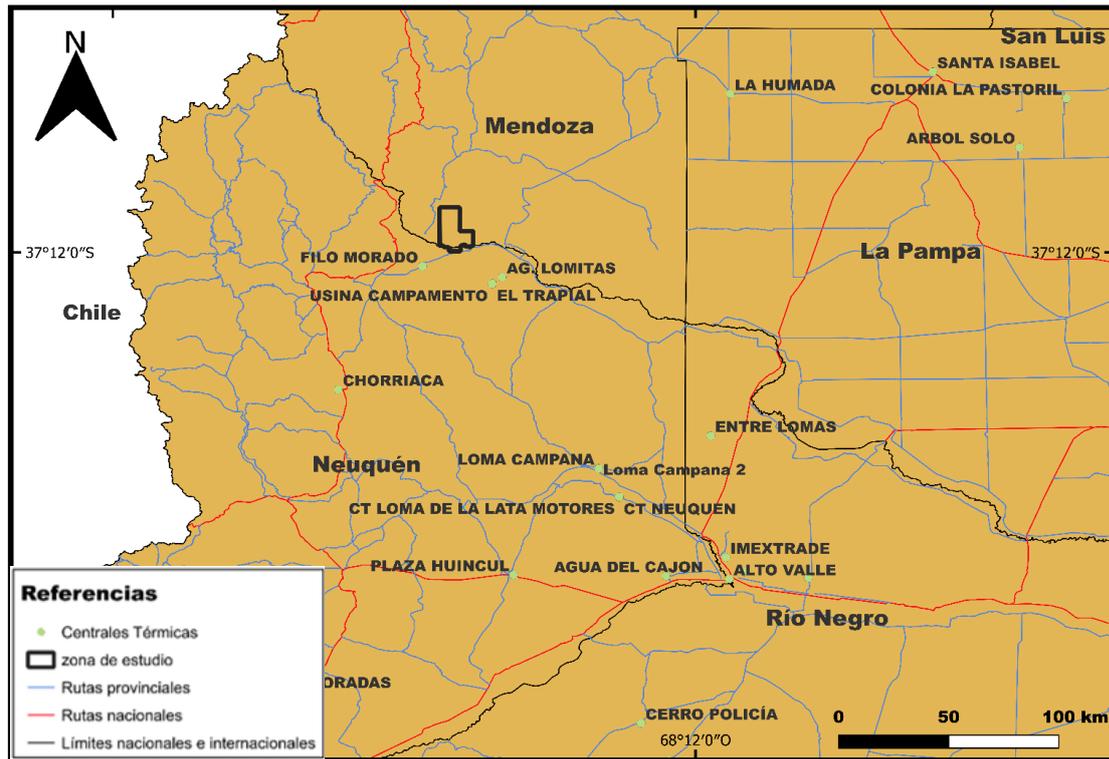


Figura 16. Mapa de ubicación de las centrales térmicas cercanas a la zona de estudio.

8 MARCO GEOTECTÓNICO DE LA CUENCA NEUQUINA

Como se indicó previamente, la relación entre la geología y el potencial de almacenamiento de CO₂ en formaciones geológicas es fundamental para evaluar la estabilidad y capacidad de dichos reservorios. En este sentido, comprender la geología de una región permite identificar zonas donde las formaciones geológicas son adecuadas y presentan condiciones favorables para el almacenamiento seguro de CO₂ a largo plazo.

8.1 Historia evolutiva

La Cuenca Neuquina se extiende entre los 32°S y 40°S, abarcando una gran parte de la provincia del Neuquén, el área occidental de Río Negro, La Pampa y la porción suroccidental de Mendoza. Limita al Oeste con la cordillera de los Andes, al Sur con el macizo Norpatagónico y al Noreste con el sistema de la sierra Pintada. Posee una superficie de aproximadamente 124.000 km², tiene una geometría triangular y está compuesta por más de 6.000 m de sedimentos marinos y continentales, que incluyen rocas clásticas, carbonáticas, evaporíticas y piroclásticas, las cuales se depositaron entre el Triásico tardío y el Paleoceno. La evolución tectónica de esta cuenca se divide en tres etapas principales. Inicia con una fase de *synrift* (Triásico tardío – Jurásico temprano), seguida de una etapa de *postrift* (Jurásico medio – Cretácico temprano) y concluye con una fase de *foreland* (Cretácico tardío – Cenozoico) (Howell *et al.*, 2005).

La estructuración de la cuenca se inició en el Carbonífero medio con una subducción en el margen occidental de Gondwana, producto de un régimen extensional que posteriormente cambió a un régimen compresivo con una disminución en la inclinación de la losa subductante, dando lugar a la deformación sanrafaélica (Llambías *et al.*, 2007).

Durante el Pérmico y parte del Triásico, comienza un periodo de extensión causado por vulcanismo, dando origen a las riolitas e ignimbritas de la provincia magmática del Choiyoi, que constituyen una parte del basamento de la cuenca (Llambías y Sato, 2011). Por otro lado, hacia el oeste del margen, en el área de extensión de la cuenca, se forman hemigrábenes, marcando el comienzo de la etapa de rift (Howell *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007). El relleno clástico y volcánicoclástico de los hemigrabenes se agrupa en lo que se denomina Ciclo Precuyano (Howell *et al.*, 2005).

Finalizada la fase de *rifting* en el Jurásico temprano, se inicia el proceso de subducción en el margen occidental de Sudamérica, marcado por las primeras evidencias de un arco magmático, el cual estaría casi completamente desarrollado para fines del Jurásico (Howell *et al.*, 2005). En esta zona de subducción, se produce un retroceso de la trinchera oceánica, acompañado de extensión y subsidencia en la región ubicada detrás del arco magmático, dando comienzo a la etapa *post-rift*, que se extiende hasta el Cretácico temprano (Ramos y Kay, 2006).

Durante el Hettangiano-Sinemuriano, se produjo la primera ingresión marina desde el sur de Mendoza. Esta primera transgresión fue responsable de la depositación del Grupo Cuyo, ubicado entre las discordancias Intraliásica e Intracalloviana (Arregui *et al.*, 2011b). La siguiente sucesión en depositarse, entre el Calloviano medio y el Oxfordiano tardío, fue el Grupo Lotena compuesto por espesas capas de calizas marinas y gruesos paquetes de yeso (Leanza, 1992).

Posteriormente, comienza el desarrollo del ciclo Ándico (Groeber, 1946) y con el mismo la depositación del Grupo Mendoza (Arregui *et al.*, 2011a). Subsiguientemente, ocurre la depositación de las calizas, evaporitas y capas rojas del Grupo Bajada del Agrio (Barremiano Tardío y Aptiano-Albiano) marcando la desconexión del proto-Pacífico (Arregui *et al.*, 2011a). A comienzos del Cretácico tardío, el levantamiento de los Andes, resultado de un régimen tectónico compresivo causado por la disminución del ángulo de subducción de la losa y la reorganización de las placas en el Pacífico, dio lugar a la acumulación de los primeros depósitos sinorogénicos en la cuenca de antepaís, conocidos como el Grupo Neuquén (Howell *et al.*, 2005). Este cambio de régimen estructural resultó en la inversión de estructuras extensionales, dando lugar a la faja plegada y corrida del Agrio, caracterizada por una combinación de estructuras de piel gruesa y piel fina (Zamora Valcarce *et al.*, 2009).

Durante el Maastrichtiano, este ciclo sedimentario culmina con la primera ingresión marina del océano Atlántico, registrada en los sedimentos del Grupo Malargüe (Howell *et al.*, 2005; Arregui *et al.*, 2011a). Este evento fue causado por el levantamiento de los Andes, el alto nivel del mar y la separación de Sudamérica y África (Ramos 1999). Al mismo tiempo, la expansión del arco magmático hacia el este y el engrosamiento de la corteza dieron por terminado el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio (Ramos *et al.*, 2011).

En el Oligoceno, se inicia un período de extensión provocado por la disminución de la velocidad de subducción y el empinamiento de la placa, lo que resulta en la formación de cuencas extensionales tanto intraarco como retroarco (Ramos *et al.*, 2011). Posteriormente, durante el Mioceno tardío, comienza la orogenia Quechua (Ramos *et al.*, 2011), que conduce

a la reactivación y estructuración final de la faja plegada y corrida del Agrio (Zapata y Folguera, 2005). Finalmente, entre el Plioceno tardío y el Cuaternario, se desarrolla la fosa de Loncopué, cuyas estructuras extensionales han sido reactivadas e invertidas en los últimos 1,4 ma (Ramos *et al.*, 2011).

9 ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La estratigrafía de la zona de estudio fue descrita a partir de los datos de control geológico y testigos corona obtenidos de 18 pozos. Se puso especial énfasis en el Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín, el Miembro Avilé de la Formación Agrio, y la Formación Mulichinco, tomando como referencia las descripciones presentadas en el capítulo sobre los principales reservorios del Noroeste de la Cuenca Neuquina, según Schiuma *et al.* (2002).

La mayoría de los pozos solo perforaron hasta las formaciones Quintuco y Vaca Muerta, con excepción de los pozos 1, 15 y 18, que alcanzaron parcialmente el Grupo Cuyo. Por lo tanto, la descripción de la estratigrafía comenzará a partir de este último grupo.

9.1 GRUPO CUYO

El Grupo Cuyo (Dellape *et al.*, 1978) comprende el primer ciclo sedimentario marino depositado en la Cuenca Neuquina. Este período abarca desde el Sinemuriano - Hettangiano hasta el Calloviano Medio en el sur de la provincia de Mendoza y desde el Pliensbachiano - Toarciano al Calloviano Medio en la provincia del Neuquén. Se encuentra definido en su base por la discordancia Intraliásica, que lo separa de las rocas volcánicas y volcanoclásticas correspondientes al Grupo Choiyoi y al Ciclo Precuyano, y en su techo por la discordancia Intracalloviana (Figura 27), separándolo del Grupo Lotena (Arregui *et al.*, 2011b).

Representa un ciclo completo transgresivo-regresivo que, a través de sucesivas oscilaciones de la línea de costa, permitió depositar un espeso intervalo de pelitas, areniscas, conglomerados y evaporitas, que abarcan desde ambientes marinos profundos hasta continentales. Este ciclo está integrado por la Formación Molles, depositada en un ambiente marino distal, la Formación Lajas, interpretada como generada en un ambiente marino litoral, las formaciones Challacó y Punta Rosada, asociadas con ambientes continentales y las evaporitas de la Formación Tábanos, compuestas de un yeso macizo de entre 25 y 30 m de espesor (Arregui *et al.*, 2011b).

En el pozo 1, el Grupo Cuyo es atravesado parcialmente, perforando 203 m de areniscas finas a medias, intercaladas con delgadas capas de pelitas, y hacia la base, con limolitas, tobas y areniscas tobáceas. De igual manera, los pozos 15 y 18 atravesaron parcialmente 142 m de arcilitas masivas, intercaladas con limoarcillitas masivas moderadamente calcáreas, y solo 20 m de limolitas y arcilitas respectivamente.

9.2 GRUPO LOTENA

El Grupo Lotena (Leanza, 1992) constituye el segundo ciclo sedimentario del relleno de la Cuenca Neuquina, conocido también como Ciclo Loteniano – Chacayano y está definido dentro del intervalo situado entre las discordancias regionales, Intracalloviana en su base e Intramálmica en su tope (Dellapé *et al.*, 1979; Gulisano *et al.*, 1984) quedando representado

temporalmente entre el Calloviano Medio y el Oxfordiano Tardío (Figura 27) (Arregui *et al.*, 2011c).

Este grupo, incluye a las facies arenosas continentales y de plataforma de la Formación Lotena (Weaver, 1931), continúa con los depósitos calcáreos de la Formación La Manga (Stipanovic, 1966), y por último a la espesa secuencia evaporítica correspondiente a la Formación Auquilco (Weaver, 1931). También contiene a las lutitas calcáreas de la Formación Barda Negra (Digregorio, 1972), equivalente de la Formación La Manga en el subsuelo, y a las areniscas y pelitas rojas fluviales, intercaladas por niveles conglomerádicos de la Formación Fortín 1° de Mayo (Gulisano *et al.*, 1984) equivalente de la Formación Auquilco en el sur de la Cuenca Neuquina.

Solo los pozos 1, 15 y 18 lo atravesaron. En el pozo 1, el Grupo Lotena está representado, de techo a base, por la Formación Auquilco, con 93 m de anhidrita intercalada con niveles pelíticos y una base de 20 m de limoarcillita; la Formación La Manga, con 43 m de calizas en parte oolíticas alternadas con areniscas; y la Formación Lotena, con 38 m de areniscas finas a medianas, calizas parcialmente dolomitizadas y arcillitas.

En los pozos 15 y 18, están presentes la Formación Auquilco, con una composición similar a la del pozo 1 pero con un espesor máximo de 212 m; la Formación Barda Negra, con 17 m de arcillitas calcáreas; y la Formación Lotena, con 115 y 168 m respectivamente, de areniscas finas a muy finas, con abundante matriz arcillosa y cemento calcáreo, intercaladas con delgadas capas de caliza tipo *packstone* en la parte superior y areniscas calcáreas y calizas tipo *wackstone* en la parte inferior.

9.3 GRUPO MENDOZA

Formación Tordillo

Las sedimentitas clásticas continentales atribuidas al Kimmeridgiano (Figura 27), conocidas como Formación Tordillo (Stipanovic, 1966, tomado del Tordillense de Groeber, 1946) son definidas como parte de una cuña de mar bajo desarrollada como consecuencia de la fase de inversión tectónica Araucana, constituyendo la base del registro Ándico de la Cuenca Neuquina y los primeros depósitos del Grupo Mendoza. Sus depósitos se interpretan como pertenecientes a sistemas aluviales, fluviales efímeros, de barreales, eólicos y *playa lake* (Spalletti *et al.*, 2011a).

En el área de estudio lo atraviesan el pozo 1, donde alcanza 20 m y se compone por una arenisca grisácea, fina a mediana, con matriz arcillosa y un conglomerado polimíctico con clastos de arcillita y limolita, y el pozo 18, con 11 metros de areniscas calcáreas en su parte superior y anhidrita en su base.

Formación Vaca Muerta

Fue definida por Weaver (1931) como los estratos tithonianos constituidos por lutitas calcáreas grisáceas y oscuras, distribuidas en las provincias de Mendoza y Neuquén, ubicando su localidad tipo en la Sierra de la Vaca Muerta (Aguirre Urreta *et al.*, 2014). Compuesta en su mayoría por pelitas depositadas en un ambiente de plataforma marina en condiciones anóxicas, esta formación posee espesores que varían desde 11 metros en la comarca de Carrín Curá hasta 1.250 metros en áreas depocentrales (Sierra de la Vaca Muerta). Su edad, determinada a partir

de la fauna de amonites, abarca desde el Tithoniano temprano a medio en el arroyo Picún Leufú, hasta el Valanginiano temprano en el norte neuquino (Figura 27) (Leanza *et al.*, 2011).

Formación Quintuco

Definida por Weaver (1931), está compuesta por sedimentitas silicoclásticas marinas acumuladas desde el Berriasiano tardío hasta el Valanginiano temprano (Figura 27). Representa la sección más somera de la segunda inundación marina registrada en esta época, caracterizada por una plataforma carbonática de baja pendiente. Se divide en una sección basal, media y superior. La base está formada por niveles clásticos conglomerádicos y carbonatos, predominantemente calcita, que varían de *grainstones* a *mudstones*, reflejando cambios de energía en el ambiente. En la zona media predominan niveles dolomíticos sobre los calcíticos, mientras que la sección superior de la unidad se compone de una intercalación de dolomitas con areniscas, lutitas y algunos niveles de anhidrita (Estrada *et al.*, 2008).

En el Noroeste del área de estudio, el sistema Quintuco-Vaca Muerta está compuesto por un tramo superior de arcilitas calcáreas intercaladas con calizas tipo *packstone* y un tramo inferior que transiciona de pelitas a margas.

Hacia el Sureste, presenta un tramo superior que, en algunas zonas, se compone de intercalaciones de areniscas con abundante cemento calcáreo y calizas tipo *grainstone - packstone*, y en otras zonas, de arcillitas calcáreas intercaladas con calizas. Su base está compuesta por las margas de la Formación Vaca Muerta.

Formación Mulichinco

Unidad perteneciente al Grupo Mendoza (Stipanovic *et al.*, 1968), fue descrita por primera vez por Weaver (1931). Definida como una sucesión de depósitos continentales y marinos que se apoyan por encima de la Discontinuidad IntraValanginiana, presenta una gran extensión areal, que va desde el centro de Neuquén hasta el sur de Mendoza (Legarreta y Gulisano, 1989). Su edad corresponde al Cretácico Inferior (Valanginiano inferior a Valanginiano superior) (Figura 27), y se define como una secuencia de mar bajo de segundo orden, generada por una abrupta caída del nivel del mar, producto de un alzamiento tectónico al oeste de la cuenca Neuquina (Schwarz *et al.*, 2011).

En el sector del engolfamiento se desarrolla una columna sedimentaria de hasta 600 m de espesor, compuesta por areniscas intercaladas con delgados niveles de pelitas, que representan ambientes fluviales distales a marinos muy someros. Además, incluye areniscas dolomitizadas correspondientes a intervalos transgresivos con sus respectivas inundaciones, seguidas por areniscas y pelitas subordinadas de ambiente marino litoral a fluvial distal.

Las variaciones laterales de estos depósitos, influenciadas por una suave pendiente y la ubicación de las principales zonas de aporte de sedimento, reflejan la transición de depósitos fluviales a marinos someros, con una participación creciente de sedimentos carbonáticos hacia el centro y noroeste de la cuenca. Particularmente en el sur mendocino, se observa una reducción en el espesor de esta unidad y un aumento de sedimentos carbonáticos en lugar de los clásticos (Figura 17) (Vottero y González, 2002).

En los yacimientos del Volcán Auca Mahuida, la Formación Mulichinco presenta condiciones de reservorio excelentes. Sus niveles carbonáticos presentan porosidades secundarias por disolución que varían entre 14 y 19 %, con permeabilidades de entre 5 y 130

mD. Por otra parte, los niveles clásticos presentan valores de porosidad de entre 17 y 23 % con permeabilidades de 60 a 280 mD.

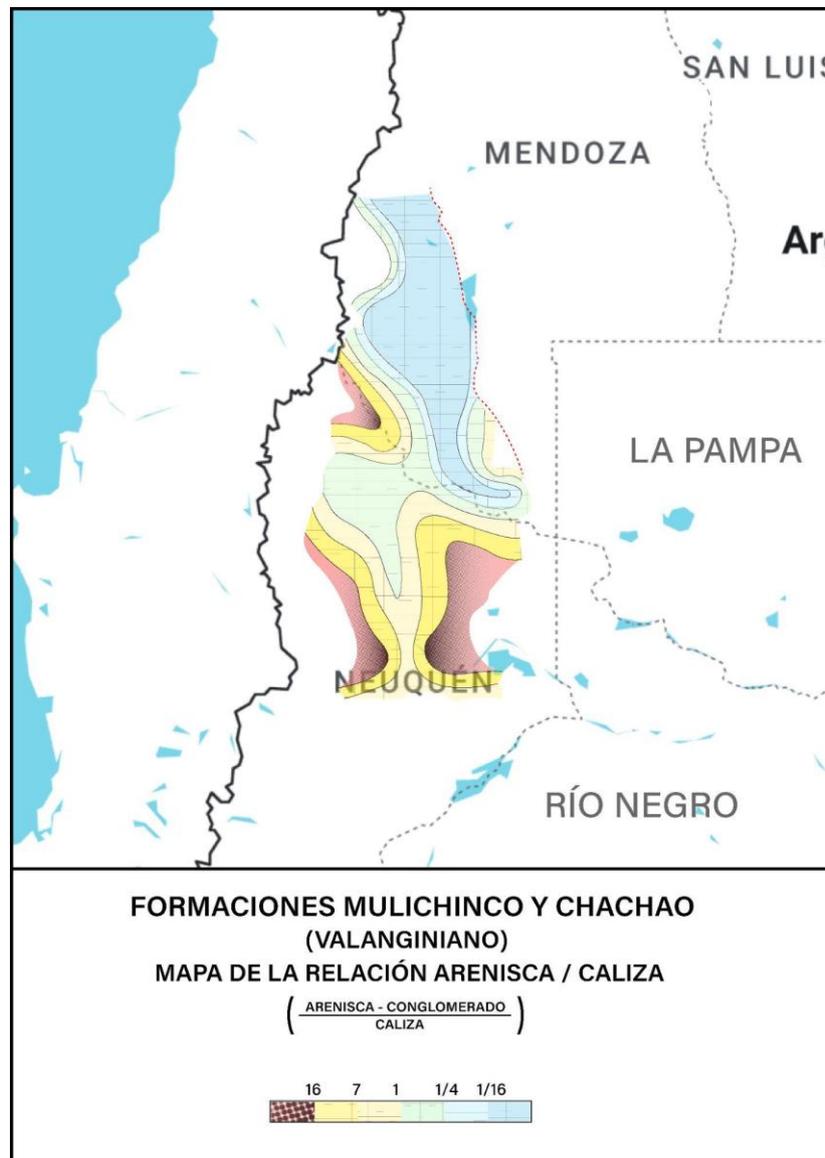


Figura 17. Mapa de distribución de los principales tipos litológicos para las formaciones Mulichinco y Chachao. Tomado y modificado de Vottero y González (2002).

En la zona de estudio, la Formación Mulichinco presenta un espesor que varía entre los 170 y 300 m. Con su tope encontrándose por debajo de los 2.300 mbbp al Norte, mientras que, hacia el sur, su tope se ubica debajo de los 1.800 mbbp. La litología de la Formación Mulichinco muestra poca variación en toda la zona de estudio, como se evidencia en los perfiles correspondientes al Norte (Figura 18) y Sur (Figura 19).

Esta formación se divide en tres secciones principales. La sección basal es predominantemente clástica, se trata de intercalaciones de areniscas, finas a muy finas con abundante cemento calcáreo, y limolitas, esto puede verse sobre todo en los pozos 16 y 18,

donde los valores de gamma ray fluctúan entre 60 y más de 90 API. La sección intermedia es predominantemente carbonática, compuesta por *wackestones*, *packstones* y *grainstones*, con intercalaciones de delgados niveles de areniscas calcáreas y, en algunos casos, limolitas calcáreas y fangolitas interpretadas como depósitos marinos de plataforma externa. En ocasiones, los valores de gamma ray de los carbonatos y areniscas calcáreas pueden ser similares, pero pueden ser diferenciados gracias a sus valores de densidad, donde los carbonatos son más densos que las areniscas.

Por último, la sección superior está integrada por areniscas con abundante cemento calcáreo, intercaladas en algunos casos con packstones oolíticos. En algunas áreas de la Formación Mulichinco se han realizado ensayos de estimulación por acidificación; sin embargo, estos niveles no han resultado productivos. Su porosidad tiene valores de entre 2 y 12 % y tienen muy baja permeabilidad, estimada en el orden de 0,5 mD.

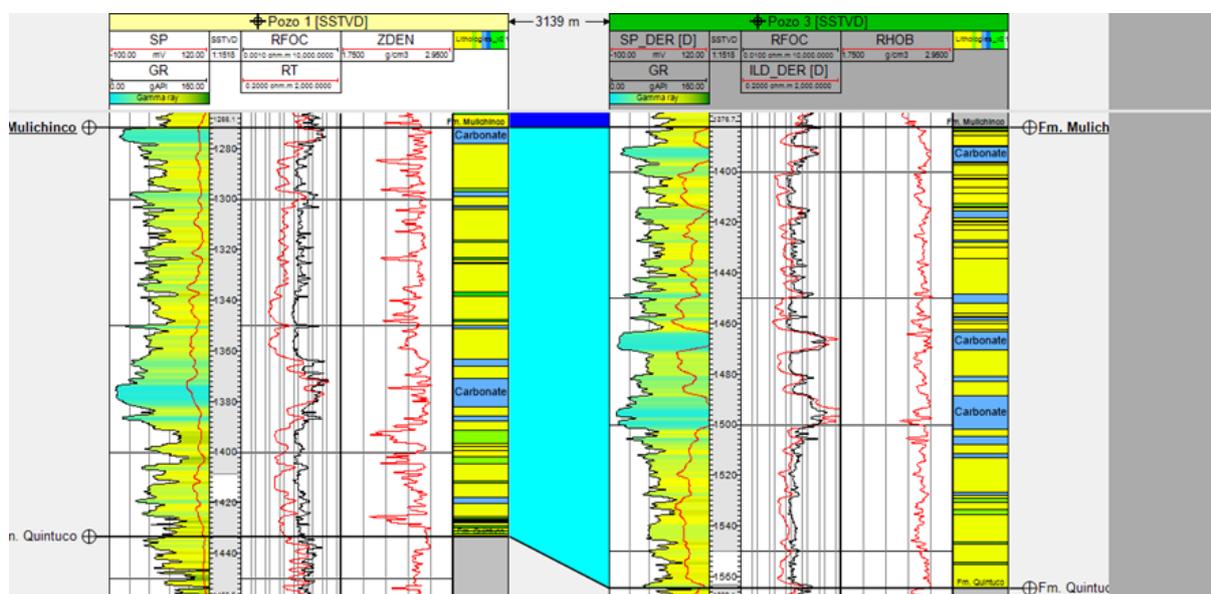


Figura 18. Perfiles eléctricos correspondientes a la Formación Mulichinco en los pozos 1 y 3. De izquierda a derecha: *Gamma Ray*, SP, Resistividad, Densidad y litología basada en informes de control geológico.

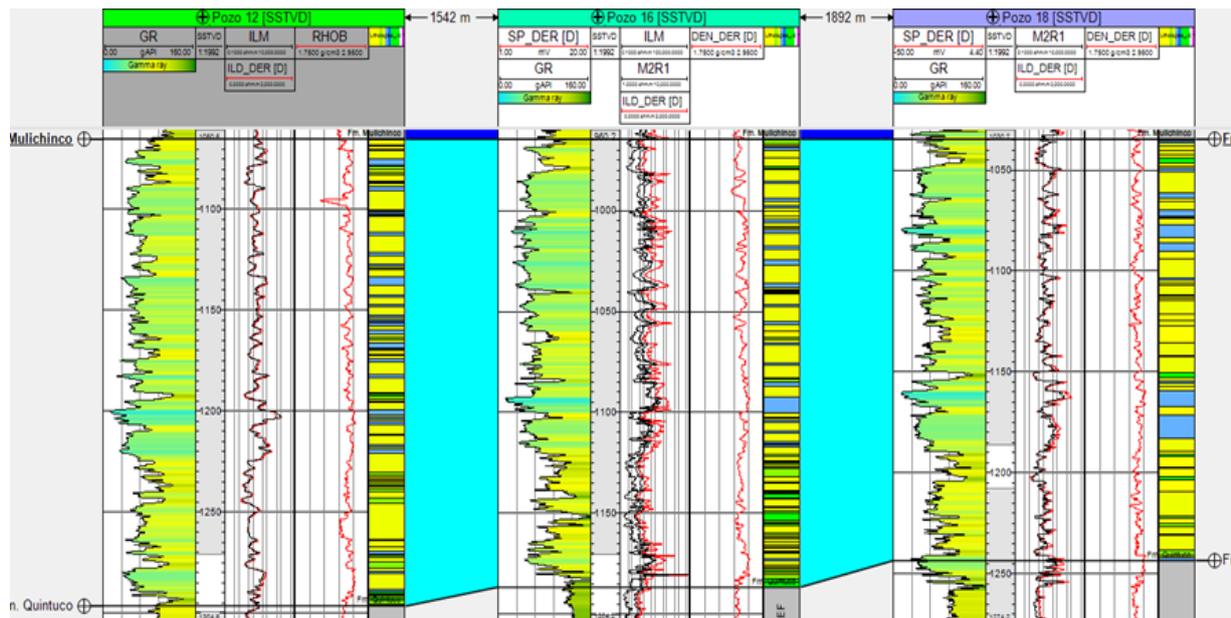


Figura 19. Perfiles eléctricos correspondientes a la Formación Mulichinco en los pozos 12, 16 y 18. De izquierda a derecha: *Gamma Ray*, SP, Resistividad, Densidad y litología basada en informes de control geológico.

Formación Agrío

Es la unidad más joven del Grupo Mendoza, definida por primera vez por Weaver (1931), se extiende desde el Valanginiano Tardío al Barremiano Temprano. Su composición es predominantemente pelítica, con intercalaciones de sedimentitas carbonáticas, areniscas y escasos conglomerados finos, alcanzando un espesor de hasta 1.500 m en el centro de la cuenca (Spalletti *et al.*, 2011b). Se divide en tres miembros (Figura 27): inferior (Miembro Pilmatué) y superior (Miembro Agua de la Mula) constituidos principalmente por lutitas acumuladas en un ambiente marino, intercaladas con calizas. Por otro lado, el miembro intermedio, denominado Miembro Avilé (Weaver, 1931), se describe como un conjunto de sedimentitas continentales (Veiga *et al.*, 2011).

En la zona de estudio, tanto el Miembro Pilmatué como el Miembro Agua de la Mula están compuestos por arcilitas y limoarcilitas calcáreas, intercaladas con calizas, en parte dolomitizadas, y en algunos casos, margas.

-Miembro Avilé

Es una unidad de edad Hauteriviana (Figura 27), compuesta por sedimentos silicoclásticos de origen continental que fueron acumulados a partir de sistemas eólicos, fluviales y lacustres (Figura 14) (Veiga *et al.*, 2011; Arguello *et al.*, 2022). Interpretado como una cuña de mar bajo, depositada como respuesta a la caída del nivel del mar, el miembro Avilé se distribuye por el centro y Norte de la cuenca, llegando a tener un espesor de hasta 140 m hacia el Norte de Neuquén, siendo uno de los reservorios más importantes de la zona (Veiga *et al.*, 2007).

Esta unidad aflora a lo largo del sector occidental de la cuenca (Figura 20), siguiendo las estructuras de la Faja Plegada, mientras que, al Este del frente de corrimiento de la misma,

el Miembro Avilé solo se encuentra en el subsuelo, teniendo su límite depositacional en la localidad de Rincón de los Sauces.

El Miembro Avilé, en el yacimiento Puesto Hernández, es uno de los reservorios más importantes, predominando sedimentos de origen eólico que conforman cordones de dunas de dirección ONO-ESE con espesores de hasta 30 m. Se compone por areniscas cuarzo-líticas con feldspatos subordinados con cemento calcáreo que varía de escaso a abundante dependiendo de la zona, con porosidades en sus niveles de mayor espesor (30 a 35 m) de 18 a 22 % y permeabilidades de entre 50 y 110 mD (Barrionuevo, 2002; Valenzuela, 2002).

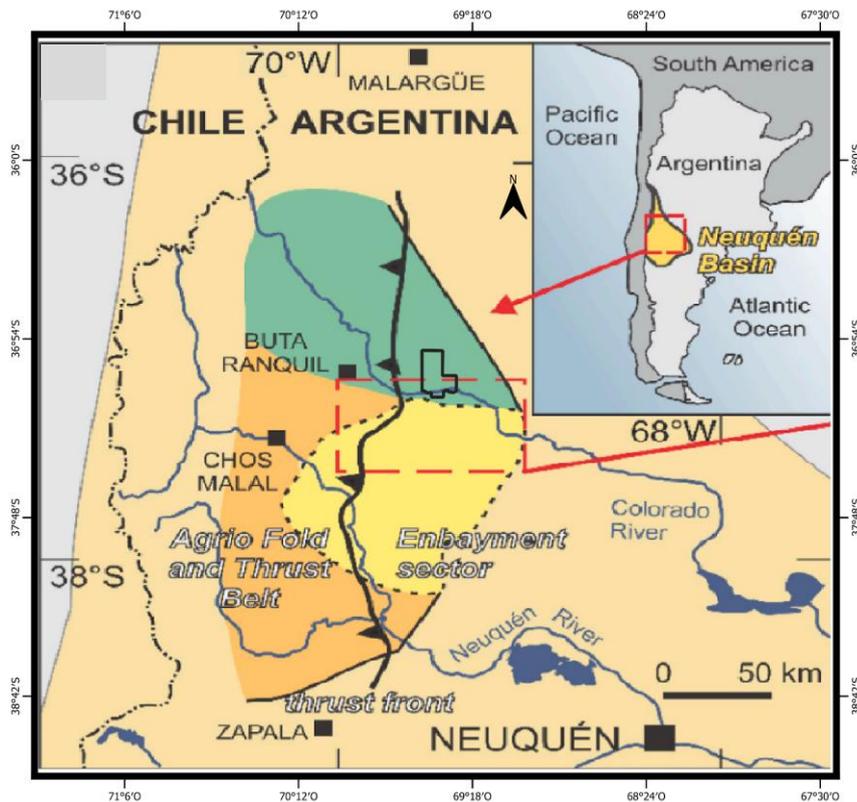


Figura 20. Mapa del centro-Norte de la cuenca Neuquina con la extensión y los dominios sedimentarios registrados para el Miembro Avilé. Tomado y modificado de Argüello *et al.* (2022).

En la zona de estudio, el Miembro Avilé presenta un espesor promedio de 67 m, alcanzando un máximo de 77 m al norte del área, con su tope por debajo de los 2000 mbbp. En la región norte, el Miembro Avilé está compuesto por areniscas cuarzosas de color verde claro, muy finas, con abundante matriz arcillosa y cemento calcáreo, intercaladas con pelitas de color gris claro, predominando notablemente las facies arenosas. Esto se puede observar en los pozos 1 y 3 (Figura 21), donde los valores del perfil de *gamma ray* fluctúan entre 60 y 100 API.

Además, en la descripción de dos carreras de testigos corona extraídas del pozo 1, desde los 1490 a los 1508 mbbp, se describen estas litofacies. La primera consiste en areniscas finas a muy finas, bien seleccionadas, que presentan estructuras de estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar, con ondulitas escalonadas en algunos casos, interpretadas como parte del relleno de un canal en un ambiente fluvial distal. Por otro lado, la segunda litofacies fue

descrita como intercalaciones de pelitas y fangolitas con areniscas subordinadas, intensamente bioturbadas, que presentan estructuras de estratificación lenticular y laminación paralela, y en algunos casos, ondulitas escalonadas, interpretada como parte de un depósito en un cuerpo lacustre.

Por otra parte, al Sur del área de estudio, el Miembro Avilé presenta un espesor mínimo de 35 m, con su tope entre los 1.450 y 1.500 mbbp. En esta zona, el tramo inferior del Miembro Avilé está conformado por una sucesión de limolitas arenosas y arcilitas calcáreas que pueden gradar a mudstone, lo cual se interpreta como parte de un ambiente efímero distal en un entorno lacustre hidrológicamente cerrado. Por su parte, el tramo superior es más arenoso, compuesto principalmente por areniscas gris blanquecinas, finas a muy finas, cuarzosas con abundante cemento calcáreo y matriz arcillosa que podrían haberse desarrollado en un sistema de depositación fluvial de alta sinuosidad o de carga mixta (Veiga *et al.*, 2011). La respuesta de los perfiles de *gamma ray* de la figura 22 muestra como en el pozo 12 predominan las facies arenosas antes descritas, con valores que no superan los 90 API, mientras que para los pozos 16 y 18 predominan las facies más finas, con valores de *gamma ray* superando incluso los 100 API.

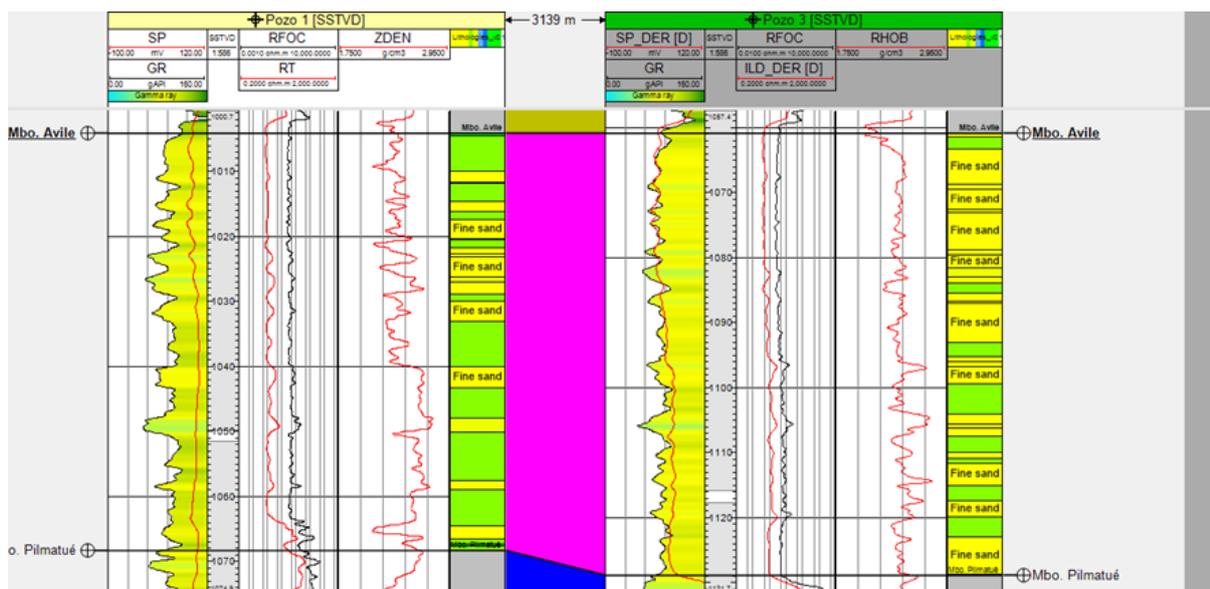


Figura 21. Perfiles eléctricos correspondientes al Miembro Avilé de la Formación Agrío en los pozos 1 y 3. De izquierda a derecha: *Gamma Ray*, SP, Resistividad, Densidad y litología basada en informes de control geológico.

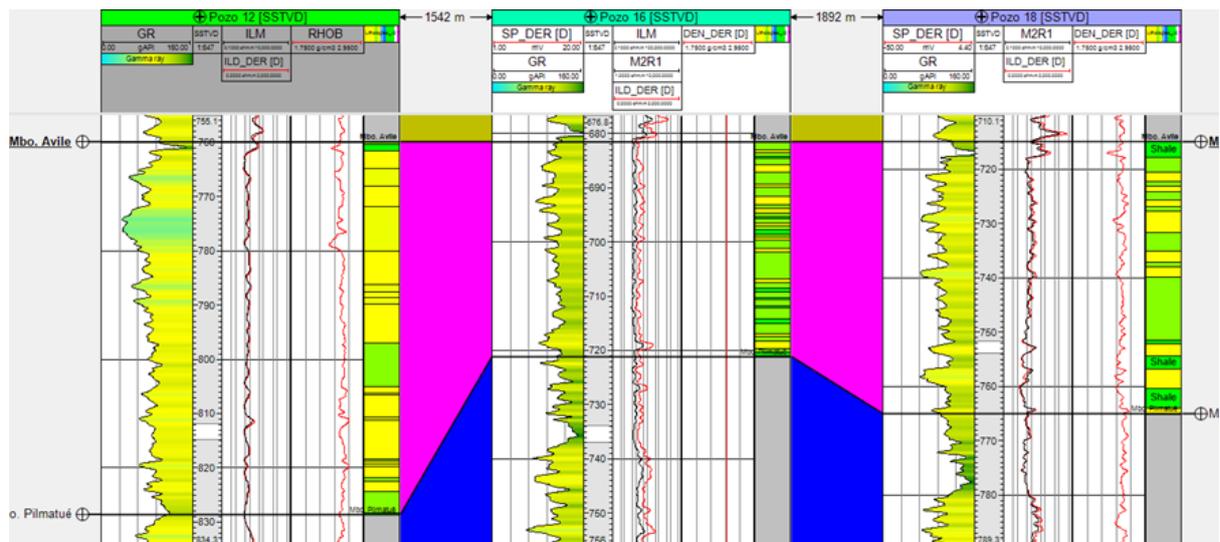


Figura 22. Perfiles eléctricos correspondientes al Miembro Avilé de la Formación Agrío en los pozos 12, 16 y 18. De izquierda a derecha: *Gamma Ray*, SP, Resistividad, Densidad y litología basada en informes de control geológico.

9.4 GRUPO BAJADA DEL AGRIO

Formación Huitrín

Definida por primera vez por Groeber (1946) e incluida en el Grupo Bajada del Agrío por Méndez *et al.* (1995), es una unidad de edad Barremiana (Figura 27) conformada por sedimentitas continentales de origen fluvial y eólico, como también por depósitos evaporíticos, carbonáticos y pelíticos de origen marino. Se divide en 4 miembros principales: Miembro Chorreado, Miembro Troncoso Inferior, Miembro Troncoso Superior y Miembro La Tosca (Leanza, 2003; Gutiérrez Pleimling *et al.*, 2011; Veiga y Vergani, 2011; Figueroa *et al.*, 2011; Olea *et al.*, 2011).

-Miembro Chorreado Inferior

Definida por Groeber (1946) como parte del Huitriniano, el Miembro Chorreado se compone por depósitos Barremianos (Figura 27) clásticos, carbonáticos y evaporíticos relacionados a un ambiente marino restringido (Gutiérrez Pleimling *et al.*, 2011). Se la divide informalmente en un miembro inferior, conformado por areniscas, pelitas y carbonatos, y un miembro superior predominantemente evaporítico (Gutiérrez Pleimling, 1991). Esta unidad se distribuye en el norte de Neuquén y el sur de Mendoza, suprayaciendo al Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrío (Gutiérrez Pleimling *et al.*, 2011).

En toda la zona de estudio, tiene un espesor promedio de 70 m, alcanzando un máximo de 100 m en los pozos 5 y 6. Su composición, que varía mínimamente en toda la zona, está constituida por un tramo inferior de arcilitas intercaladas con areniscas calcáreas y calizas, un tramo medio con calizas dolomitizadas intercaladas con arcilitas calcáreas, y un tramo superior de arcilitas y areniscas finas a medianas.

-Miembro Troncoso Inferior

Unidad clástica de origen continental y edad Barremiana (Figura 27), designada como la parte inferior de los depósitos asignados al troncoense por Groeber (1946). Compuesta por depósitos eólicos y fluviales, se distribuye por el centro y norte de Neuquén y Sur de Mendoza, suprayaciendo tanto al Miembro Chorreado como al Miembro Agua de la Mula. Su base corresponde a una discontinuidad erosiva, mostrando un descenso relativo del nivel del mar (Veiga y Vergani, 2011).

Veiga y Vergani (2011) han identificado 4 sistemas de depositación: fluvial entrelazado arenoso, distal/lacustre, fluvial efímero y eólico (Figura 23). A su vez, definieron dos sectores con evolución vertical y asociación de facies distintos. En primer lugar, el sector Sur/Este, la unidad tiene un espesor reducido y su base pertenece a depósitos fluviales asociados a un sistema entrelazado arenoso con amalgamación lateral y vertical de canales. Estos depósitos entran en contacto erosivo con el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, y hay ocasiones en las que está totalmente ausente. Los depósitos fluviales pasan abruptamente a depósitos de un sistema eólico con grandes sets entrecruzados arenosos.

Por otra parte, en el sector Norte/Oeste (Figura 23), el límite basal también se apoya sobre una superficie erosiva, pero esta vez con el Miembro Chorreado Inferior. El espesor del Miembro Troncoso Inferior en este sector es superior al anterior, llegando en algunas localidades a 150 m y se destaca la ausencia o reducción de los depósitos eólicos, que solo aparecen como delgadas capas producto del retrabajo del ambiente fluvial. La base en este sector se caracteriza por tener depósitos asignados a un sistema fluvial distal o lacustre, pero que generalmente se encuentran en las localidades de máximos espesores. Por encima de esta secuencia, o de Miembro Chorreado, se acumulan depósitos arenosos asociados a un sistema fluvial entrelazado, con amalgamación de canales arenosos que pueden llegar a 50 m de potencia. No obstante, esta secuencia también es reemplazada en sectores más septentrionales, por una sucesión de sedimentos más finos, predominando facies asociadas a desbordamientos de un sistema fluvial distal de carga mixta (Veiga y Vergani, 2011).

El Miembro Troncoso Inferior, en el Yacimiento Puesto Hernández, está constituido principalmente por areniscas de origen eólico y, en menor medida, por areniscas de origen fluvial efímero. Alcanza espesores de hasta 30 m y, dependiendo de la ubicación dentro del yacimiento, puede estar conformado por cordones de dunas de dirección Este-Oeste con poca participación de sedimentos fluviales o bien, tener un espesor máximo de 20 m con mayor predominio de depósitos fluviales.

Las areniscas de la porción fluvial son feldespático-líticas, de grano fino, mientras que las eólicas son de grano medio. El cemento en ambas es principalmente calcáreo, en parte anhídrico y varía de escaso a abundante en zonas de variación del nivel freático asociado al ambiente eólico. Por último, las características petrofísicas más favorables se encuentran en zonas de máximo espesor, con porosidad de 18 a 22 % y permeabilidades de entre 50 y 110 mD (Barrionuevo, 2002).

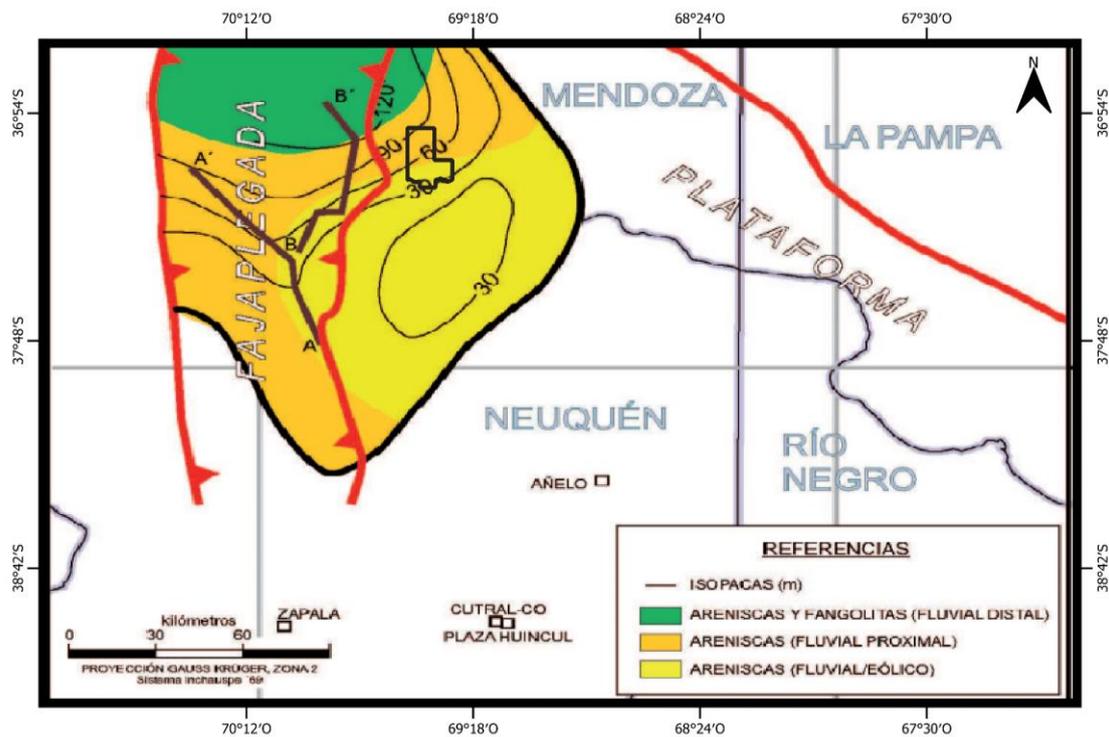


Figura 23. Zona de estudio resaltada en un mapa isopáquico y de distribución de facies para el Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín. Modificado de Veiga y Vergani (2011).

Al norte de la zona de estudio, el Miembro Troncoso Inferior presenta su espesor máximo, en 131 m en el pozo 2 con una significativa reducción del mismo hacia el sur, donde su mínimo registrado es de 19 m en el pozo 8. Su tope en esta región se encuentra por debajo de los 1.800 mbbp

Como se ve reflejado en las respuestas de los perfiles de *gamma ray*, en los pozos 1 y 2 (Figura 24), su composición se basa en cuerpos de areniscas cuarzosas, de color que varía entre gris blanquesino a verdoso, finas a muy finas con abundante a moderada matriz arcillosa y en algunos casos cemento calcáreo, que se intercalan con niveles delgados de limoarcilita verdosa a gris clara que hacia la base presenta leves reacciones al HCl.

Por otro lado, hacia el sur del área de estudio, los espesores se mantienen relativamente estables, oscilando entre 21 y 40 m, con su tope por debajo de los 1100 mbbp. En este sector el Miembro Troncoso Inferior presenta una litología predominantemente arenosa. Consiste en grandes cuerpos de areniscas cuarzosas que varían de finas a gruesas, verdosas a blancas, cuya matriz arcillosa pasa de ser escasa en su tope a abundante hacia la base y con cemento calcáreo. En el caso de la figura 25, los perfiles de *gamma ray* de los pozos 12, 16 y 18 reflejan la litología arenosa descrita, sobre todo en el pozo 12. En los pozos 16 y 18 se observa como la matriz arcillosa pasa a ser más abundante hacia la base e incluso se advierte la participación de delgados niveles de arcilita.

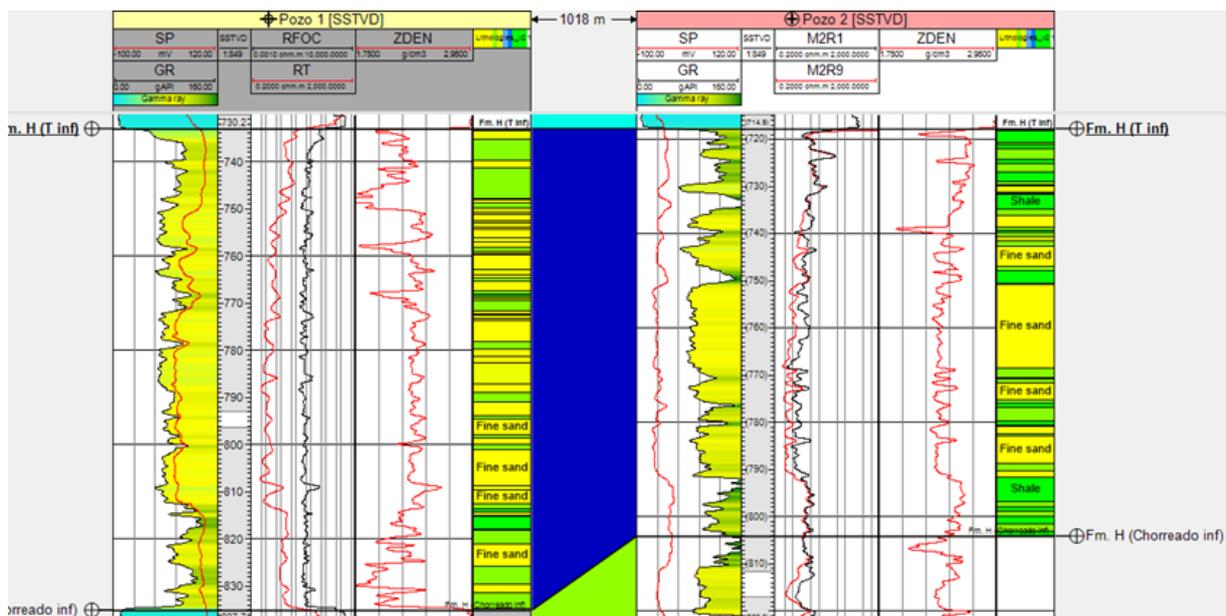


Figura 24. Perfiles eléctricos correspondientes al Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín en los pozos 1 y 2. De izquierda a derecha: *Gamma Ray*, SP, Resistividad, Densidad y litología basada en informes de control geológico.

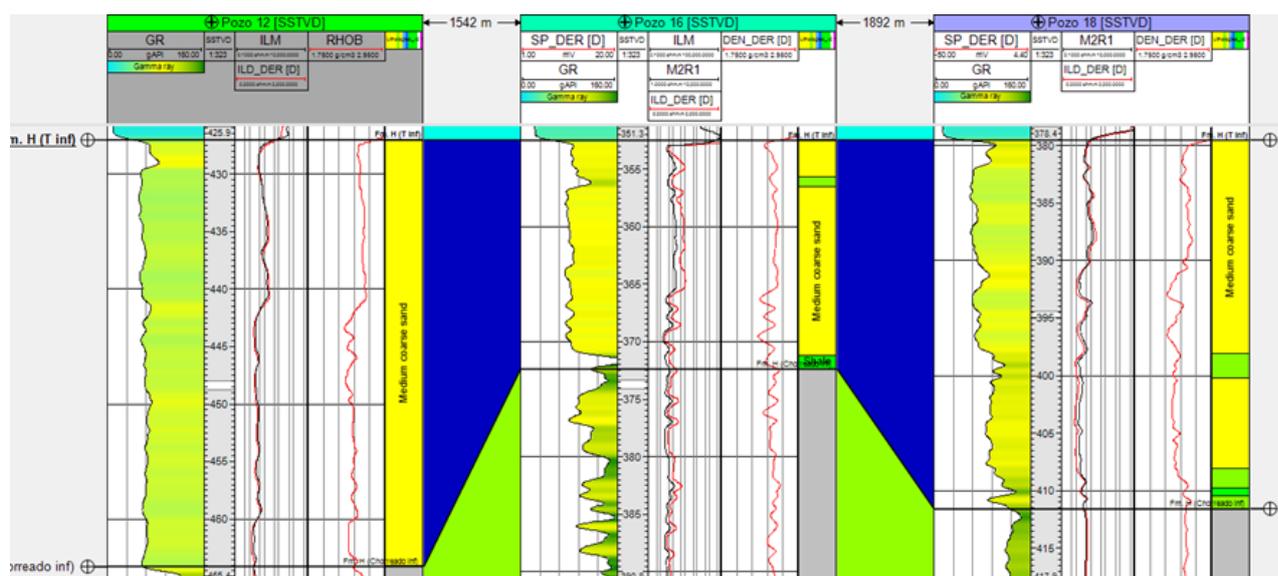


Figura 25. Perfiles eléctricos correspondientes al Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín en los pozos 12, 16 y 18. De izquierda a derecha: *Gamma Ray*, SP, Resistividad, Densidad y litología basada en informes de control geológico.

-Miembro Troncoso Superior

Definido por Groeber (1946), está integrado casi en su totalidad por evaporitas, predominantemente halita y anhidrita con intercalaciones de silvinita. Mantiene un espesor relativamente constante en casi toda su distribución, llegando a máximos de más de 200 m. Esta unidad se extiende desde el centro hasta el norte de la Cuenca Neuquina, desde Zapala

hasta el río Diamante en Mendoza (Figuroa *et al.*, 2011). Este Miembro se depositó sobre el Miembro Troncoso Inferior entre el Barremiano Temprano a medio y el Barremiano Tardío (Figura 27) bajo un clima extremadamente cálido y árido, mediante la evaporación de mares aislados y con periódicas invasiones de agua salobre que renovaban la salmuera hasta su inundación definitiva (Leanza, 2003).

En la zona de estudio, la formación alcanza un espesor máximo de 215 m, con una composición predominantemente evaporítica, constituida en su mayoría por halita, niveles delgados de silvita y una base compuesta por anhidrita.

En los pozos 11, 16 y 17 se observa una marcada reducción en el espesor de las capas, alcanzando sólo 46, 24 y 12 m, respectivamente. Esta disminución está acompañada por la ausencia de halita y silvita, lo cual podría atribuirse a la estructuración de la zona, que provocó la fluencia de la sal del Miembro Troncoso Superior.

-Miembro La Tosca

Unidad carbonática de edad barremiana tardía (Leanza, 2003) que suprayace a los depósitos evaporíticos del Miembro Troncoso Superior (Figura 27). Definida por Groeber (1946) como la culminación de la Formación Huitrín, este Miembro se desarrolló en un ambiente de rampa carbonática influenciada por olas, mareas y tormentas. Tiene un espesor relativamente uniforme de aproximadamente 30 m en toda su extensión, con máximos de 40.5 m (Leanza, 2003). A escala regional, presenta algunas variaciones de facies relacionadas con subambientes de sedimentación, principalmente calizas y dolomías esqueléticas, oolíticas, peloidales y algales, con menor presencia de facies pelíticas, margosas e incluso brechas de colapso en algunas zonas (Olea *et al.*, 2011).

Esta unidad presenta un espesor relativamente uniforme en toda la zona, con variaciones entre 40 y 26 m. En el norte del área, su tope se encuentra entre 1.500 y 1.700 mbbp, mientras que hacia el sur desciende a aproximadamente 1.000 mbbp.

Se distinguen tres secciones principales (Figura 26), descritas de base a techo según los estudios de Zencich (1993) y Rial (1994):

Sección A: Compuesta por una sucesión de *wackestone - mudstone* dolomitizados, *grainstone* oolítico-bioclástico intensamente bioturbados y *wackestone - mudstone* peloidal. Presenta un espesor de alta porosidad y buena permeabilidad de hasta 4 m, con amplia expansión areal. A su vez, se observan niveles de brechas intraclásticas.

Sección B: Formada por *wackestone*, en parte dolomitizado, alternado con *packstone*. En el techo de esta sección fue identificado un espesor poroso de hasta 3 m.

Sección C: Subdividida en:

- **Sección C1:** Compuesta por caliza dolomítica.
- **Sección C2:** Formada por *boundstone* criptoalgáceo y caliza dolomítica. Cerca del techo, presenta un espesor poroso de hasta 7 m, con amplia distribución geográfica.

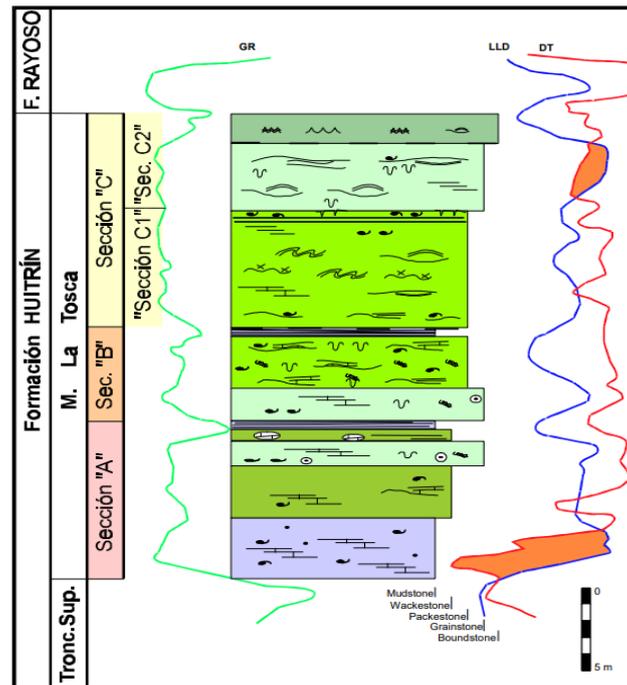


Figura 26: Columna litofacial correspondiente al M. La Tosca, acompañada de perfiles eléctricos de *Gamma Ray* y Resistividad representativos. Tomado y modificado de Zencich (1998).

Formación Rayoso

Unidad clástica - evaporítica de edad barremiana - aptiana (Figura 27) que representa la culminación del Grupo Bajada del Agrio (Méndez *et al.*, 1995), suprayaciendo a los carbonatos del Miembro La Tosca. Definida por Herrero Ducloux (1946), esta formación está compuesta por areniscas finas, limolitas, carbonatos y evaporitas, que se acumularon en un ambiente predominantemente continental, alcanzando espesores de hasta 1.200 m.

El origen de esta unidad estaría relacionado con un sistema lacustre somero y perenne de salinidad variable, con alternancia de períodos húmedos y de extrema aridez. Esto resultó en un arreglo cíclico compuesto por tres secuencias clástico-evaporíticas. La primera secuencia está formada por niveles pelíticos con intercalaciones de areniscas, anhídritas y carbonatos. Las otras dos tienen en su base una sección clástica con areniscas medias a finas y niveles finos de fangolitas, seguida por una sección evaporítica compuesta por fangolitas, carbonatos, anhídritas y, en menor medida, areniscas. Estas secuencias representan fases de expansión, con arenas finas y lutitas acumuladas a partir de flujos hiperpícnicos en un cuerpo lacustre somero, y fases de contracción, compuestas por depósitos de carbonatos masivos, estromatolitos, anhídrita y halita, alternando con lutitas rojas y areniscas (Zavala y Ponce, 2011).

Informalmente, la Formación Rayoso se divide en un miembro superior clástico y un miembro inferior evaporítico. En la zona de estudio, la formación presenta un espesor promedio de 325 m, alcanzando un máximo de 400 m hacia el sureste. La sección clástica, con un espesor promedio de 163 m, presenta capas de limoarcilitas y arcilitas levemente calcáreas, intercaladas con areniscas grisáceas, finas a muy finas, con abundante matriz arcillosa y una presencia moderada de cemento calcáreo. Por otro lado, la sección evaporítica, con un espesor promedio

de 185 m, está compuesta por niveles de halita y anhidrita, intercaladas con limolitas y, en algunas zonas, con presencia de caliza dolomítica.

9.5 GRUPO NEUQUÉN

El Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.*, 1968) es una sucesión de depósitos continentales de origen fluvial, lacustre somero y eólico. Su edad corresponde al Cretácico Superior, desde el Cenomaniano temprano hasta el Campaniano medio (Figura 27), constituyendo los afloramientos mesozoicos de mayor distribución areal dentro de la cuenca Neuquina (Cazau y Uliana, 1973). Se divide en tres subgrupos: Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado (Garrido, 2011).

En la zona de estudio, los pozos atraviesan de manera parcial los subgrupos Río Limay y Río Neuquén. Estas formaciones muestran espesores de hasta 1.100 m, con un mínimo de 257 m en el pozo 12. Están compuestas por potentes capas de areniscas, limoarcilitas y pelitas intercaladas. El Grupo Neuquén es el último depósito cretácico representado en la columna estratigráfica. En algunas zonas, le suceden niveles de coladas basálticas y tobas cenozoicas que pueden alcanzar espesores de hasta 217 m.

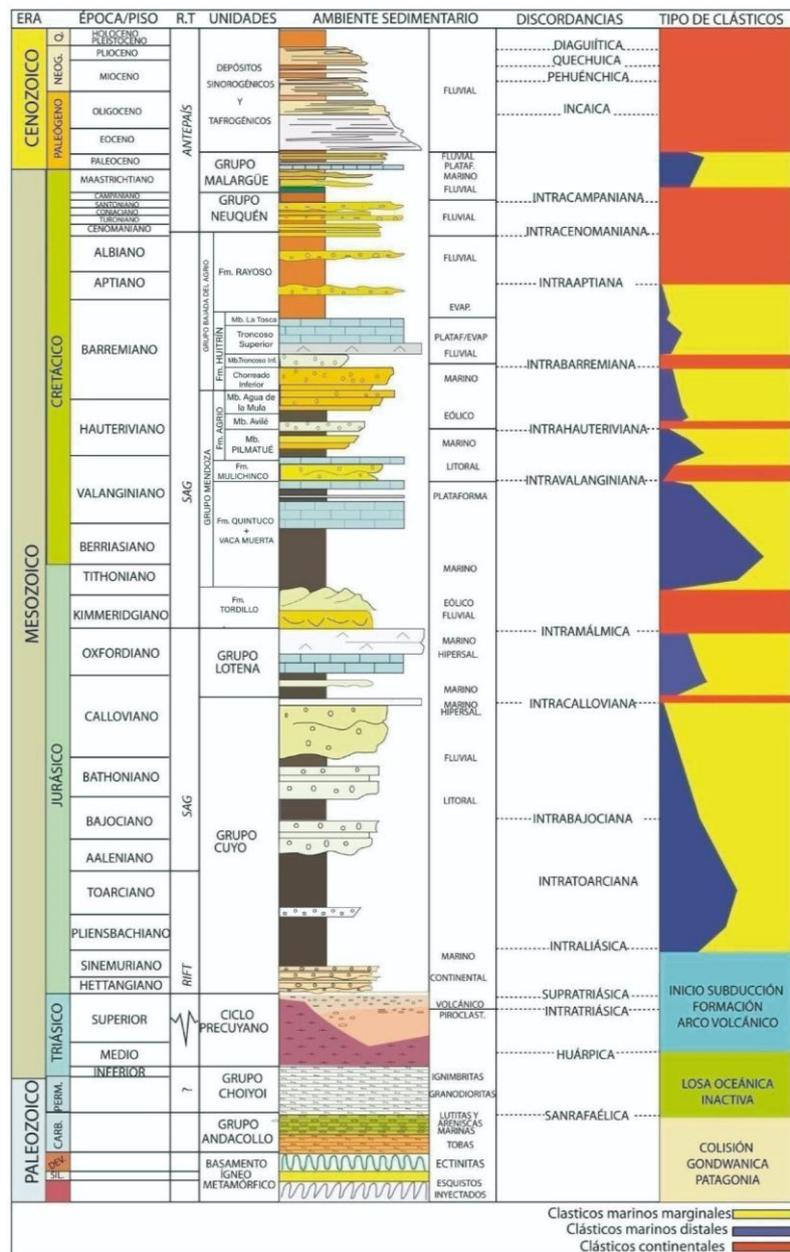


Figura 27. Esquema generalizado de la columna sedimentaria de la cuenca Neuquina. En esta se indican las eras, la época o piso, el régimen tectónico (R.T), las unidades formacionales, el ambiente sedimentario, las discordancias y los tipos de rocas dominantes para cada etapa. Tomado y modificado de Arregui *et al.* (2011a).

10 METODOLOGÍA Y ANÁLISIS DE DATOS

10.1 Sistema de información geográfica

En una primera etapa, se desarrolló un proyecto utilizando un sistema de información geográfica (SIG) con el software libre QGIS Desktop™. Se partió de una imagen de la zona de estudio obtenida de *Google Earth*, sobre la cual se superpusieron las hojas geológicas 3769-I de Barrancas y 3739-III de Chos Malal. Luego, se marcaron los pozos utilizados, se delimitó la zona de estudio y se trazaron las áreas correspondientes a los cubos sísmicos.

La geología del área está representada por los basaltos de Huantraico (Delpino, 1987), tobas y sedimentitas continentales del Plioceno, el Grupo Neuquén, y zonas con depósitos cuaternarios fluviales, coluviales, aluviales y de remoción en masa (Figura 28).

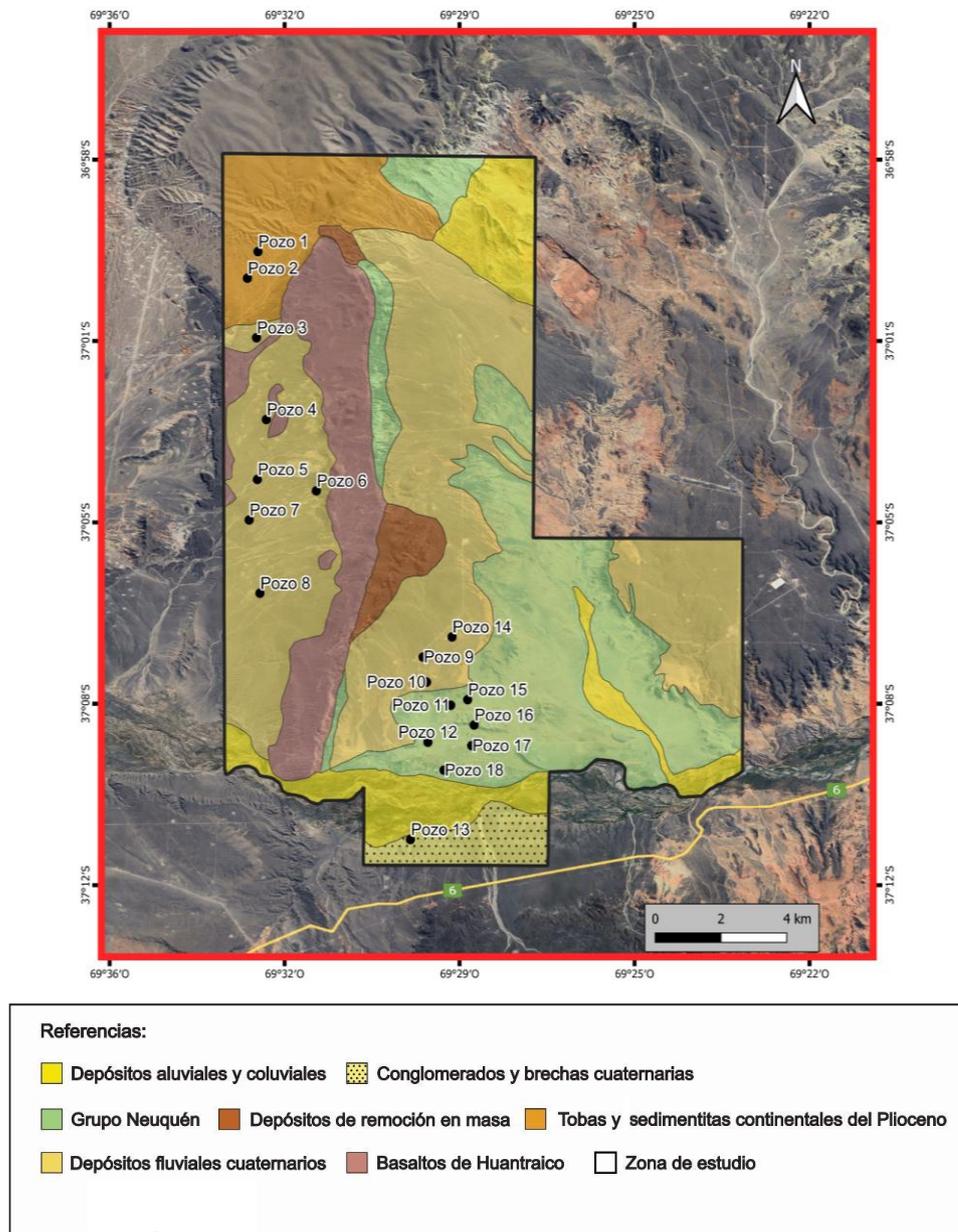


Figura 28. Geología de la zona de estudio. Tomado de las hojas geológicas 3769-I de Barrancas y 3739-III de Chos Malal.

10.2 Perfiles

Para el trabajo con perfiles se utilizó el programa *Petrel® E&P Software Platform 2021*, en el cual se trabajó con la información de los pozos mencionados en la sección de estratigrafía. En particular, se emplearon los perfiles eléctricos de rayos gamma, SP, resistividad y sónico según estuvieran disponibles.

A partir de estas respuestas y con la ayuda de las descripciones del *cutting*, provenientes de los informes de control geológico, se identificaron los pases formacionales en cada uno de los pozos (Tabla 3). Las unidades presentes en esta área corresponden al Grupo Neuquén, las formaciones Rayoso, Huitrín (miembros La Tosca, Troncoso Superior e Inferior y Chorreado Inferior), Agrío (miembros Agua de la Mula, Avilé y Pilmatué), Mulichinco, Quintuco, Vaca Muerta, Tordillo, Auquilco, La Manga (valor del tope con fondo verde), Barda Negra (valor del tope con fondo gris), Lotena y Grupo Cuyo.

Grupos - Formaciones - Miembros			POZOS																	
			Pozo 1	Pozo 2	Pozo 3	Pozo 4	Pozo 5	Pozo 6	Pozo 7	Pozo 8	Pozo 9	Pozo 10	Pozo 11	Pozo 12	Pozo 13	Pozo 14	Pozo 15	Pozo 16	Pozo 17	Pozo 18
Grupo Neuquén			987	1014	927	902	949	910	894	1005	N. A.	805	N. A.	381	747	842	788	763	741	744
Fm. Rayoso			-117	-158	-190	-193	-152	-105	-203	-245	par. -167	135	87	124	200	52	73	55	-9	80
Grupo Rayoso	Fm. Huitrín	Mbo. La Tosca	-486	-517	-564	-530	-512	-421	-555	-640	-275	-265	-313	-247	-303	-283	-304	-288	-297	-184
		Mbo. Troncoso Superior	-518	-552	-596	-564	-546	-451	-588	-679	-303	-296	-339	-277	-332	-313	-337	-328	-338	-219
		Mbo. Troncoso Inferior	-733	-718	-795	-747	-740	-645	-700	-823	-503	-440	-385	-428	-478	-510	-481	-352	-350	-374
		Mbo. Chorreado Inferior	-834	-851	-864	-796	-765	-672	-760	-842	-556	-480	-406	-464	-510	-548	-507	-372	-394	-411
Grupo Mendoza	Fm. Agrío	Mbo Agua de la Mula	-867	-890	-921	-871	-865	-772	-837	-867	-612	-545	-487	-526	-606	-608	-581	-474		-464
		Mbo. Avilé	-1002		-1059	-1019	-1014	-927		-1116	-815	-753	-717	-761	-838	-808	-801	-681		-714
		Mbo. Pilmatué	-1066		-1129	-1085	-1082	-987		-1193	-858	-800	-762	-819	-880	-858	-855	-722		-764
	Fm. Mulichinco	-1266		-1385	-1388	-1381	-1205		-1415	-1101	-1029	-1005	-1070	-1157	-1128	-1083	-964		-1024	
	Fm. Quintuco + Vaca Muerta	-1436		-1565	-1581	-1512	-1469		-1716		-1174	-1141	-1291	-1418	-1316	-1305	-1179		-1244	
	Fm. Tordillo	-1708															N. A.			-1604
Grupo Lotena	Fm. Auquilco		-1759													-1647			-1615	
	Fm. La Manga	Fm. Barda Negra	-1852													-1855			-1819	
	Fm. Lotena		-1895													-1871			-1835	
	Gr. Cuyo		-1933													-1986			-2003	

Tabla 3. Pases formacionales identificados en los pozos del área de estudio, medidos en SSTVD (Profundidad Vertical Verdadera bajo el Nivel del Mar). La celda de color verde pertenece a la Formación La Manga y las de color gris a la Formación Barda Negra.

Posteriormente, utilizando las respuestas de los perfiles SP, *gamma ray*, resistividad y sísmico (según estuvieran disponibles) y junto a los datos de control geológico, se procedió a reconocer la litología de las unidades de interés mencionadas en la sección de estratigrafía.

10.3 Petrofísica

Para clasificar la calidad de los reservorios del área se recopilaron los datos de testigos corona disponibles (Tabla 4) para los miembros La Tosca, Troncoso Inferior, Avilé y la Formación Mulichinco. Se puede observar que, en línea con lo discutido en la sección de estratigrafía de la zona de estudio, las propiedades petrofísicas de los principales reservorios del norte neuquino se encuentran empobrecidas con respecto a los yacimientos más importantes como es el caso de Puesto Hernández. La Formación Mulichinco, presenta porosidades efectivas sumamente bajas, acompañadas por permeabilidades casi inexistentes, producto del ambiente de depositación de esta Formación en la zona. En contraste, el Miembro La Tosca presenta algunos espesores en los que, producto de la dolomitización y brechamiento, alcanza buenas permeabilidades y porosidades efectivas. Por otra parte, el Miembro Troncoso Inferior exhibe las mejores permeabilidades de la zona, junto con algunos espesores en los que la

porosidad efectiva promedio es de casi 20 %, destacándose como el mejor reservorio de la zona en cuanto a propiedades petrofísicas.

Por último, no se tiene registro de la toma de testigos laterales ni testigos corona del Miembro Avilé en la zona de estudio.

Pozo	Miembro Troncoso Inferior		
	Profundidad (m)	Porosidad prom.	Permeabilidad prom. (mD)
1	2022-2031	0,12	45
	2081-2090	0,06	3
3	1955-1964	0,06	18
4	1880-1884,5	0,09	222
5	1797-1806	0,10	302
8	1794,5-1803,5	0,07	-----
9	1346,5-1364,5	0,13	-----
10	1248-1266	0,12	15
12	1192-1201	0,19	105
14	1352-1387 (Todo el reservorio)	0,06 a 0,12	-----
17	1091,5-1096	0,05	0,6

Pozo	Formación Mulichinco		
	Profundidad (m)	Porosidad prom.	Permeabilidad prom. (mD)
1	2629-2638	0,02	0,02
4	2503-2512	0,03	0,02
6	2560-2569	0,05	0,33
10	1895-1898	0,12	0,02
12	1846-1855	0,05	0,2
	2003-2012	0,08	0,2
13	1917-1926	0,03	0,02
	1926-1932	0,06	0,2
	2133-2142	0,02	0,2

Pozo	Miembro La Tosca		
	Profundidad (m)	Porosidad prom.	Permeabilidad prom. (mD)
10	1075-1084	0,05	2
12	995-1004	0,14	0,2
16	1060-1079	0,07	117 a 1
17	1041-1066	0,04	29 a 0,01

Tabla 4. Datos de porosidad efectiva y permeabilidad provenientes de testigos corona del Miembro La Tosca, Miembro Troncoso Inferior y la Formación Mulichinco.

10.4 Interpretación sísmica

Como se mencionó anteriormente, tanto para los proyectos de captura y almacenamiento de carbono como para la explotación convencional de hidrocarburos, es fundamental contar con la presencia de trampas para los fluidos. Por esta razón, el uso de datos sísmicos es esencial, no sólo para identificar dichas trampas, sino también para analizar posibles estructuras que puedan actuar como canales de fuga de CO₂ y comprometer la integridad de la roca sello. En línea con lo antedicho, se examinaron los datos sísmicos 3D

proporcionados por la empresa, correspondientes a dos cubos ubicados en la zona de estudio al noroeste y al sureste (Figura 29).

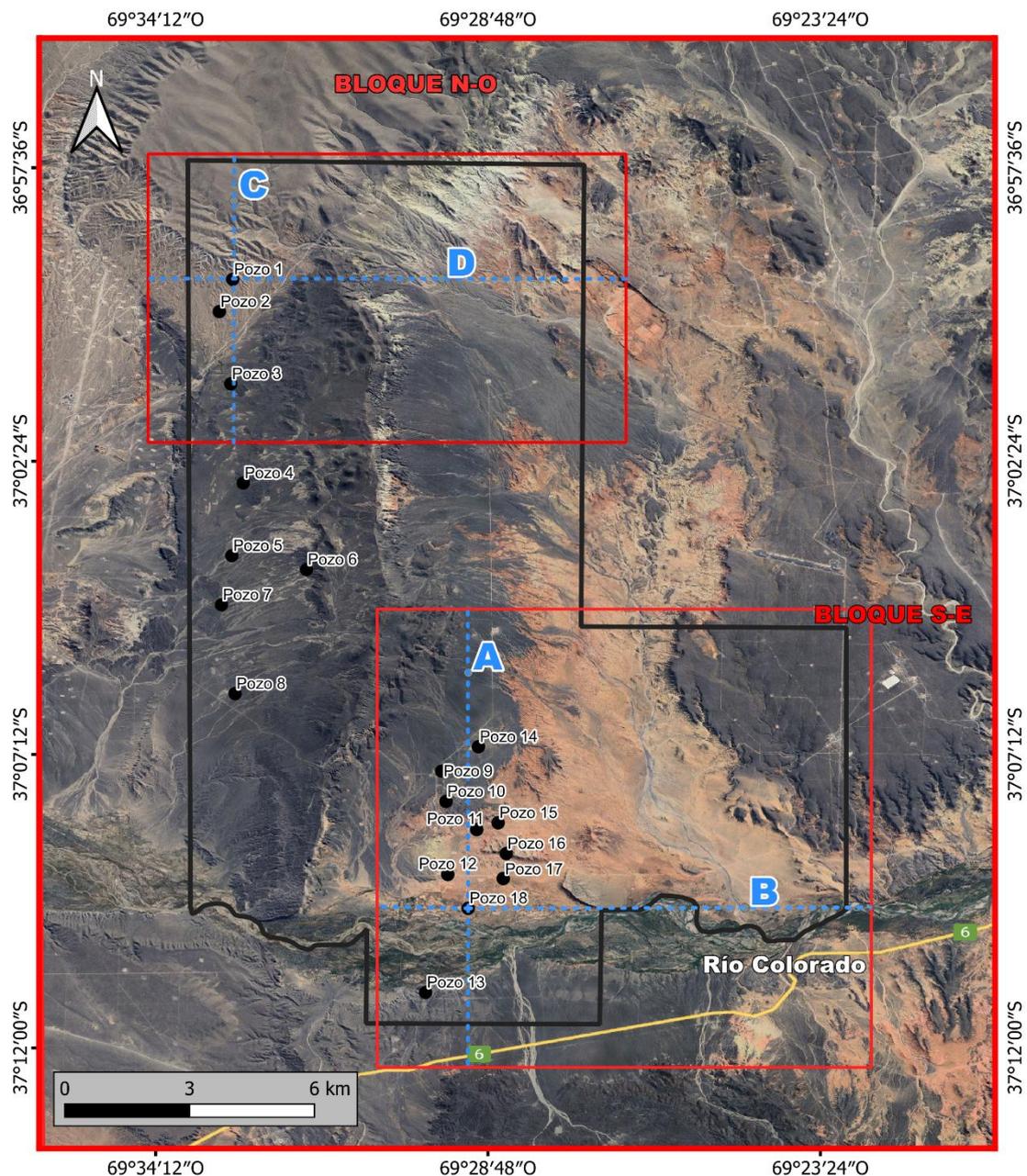


Figura 29. Ubicación de los cubos sísmicos dentro de la zona de estudio y de sus respectivas líneas sísmicas. A) Figura 31, B) Figura 32, C) Figura 33 y D) Figura 34.

En primer lugar, utilizando las herramientas de interpretación sísmica de la plataforma *Petrel® E&P Software 2021*, se generaron sismogramas sintéticos. A partir de estos sismogramas, se realizó un amarre, es decir, una correlación entre los datos sísmicos y los sismogramas sintéticos, lo que facilitó la identificación de los reflectores que marcan los toques de las formaciones de interés.

Para lograr esta correlación, es necesario obtener una ley de velocidad, que relaciona el tiempo que tarda una onda en viajar hasta un reflector y regresar a la superficie con la profundidad.

Existen varios métodos para calcular la ley de velocidad: utilizando el perfil sónico y de densidad, realizando pruebas de velocidad (*check shots*) o empleando un perfil sísmico vertical (VSP). En este trabajo se utilizó el primer método, ya que no se disponía de *check shots* ni VSP.

A partir de los perfiles sónico y de densidad, se generó un perfil de impedancia acústica (AC), del cual se obtuvieron los coeficientes de reflexión (RC). Posteriormente, se seleccionó una ondícula que fuese lo más similar posible a la señal sísmica, para confeccionar el sismograma sintético, que resulta de la correlación entre los coeficientes de reflexión y la ondícula. Finalmente, se llevó a cabo la correlación entre el sismograma sintético y el dato sísmico en la ubicación del pozo (Figura 30).

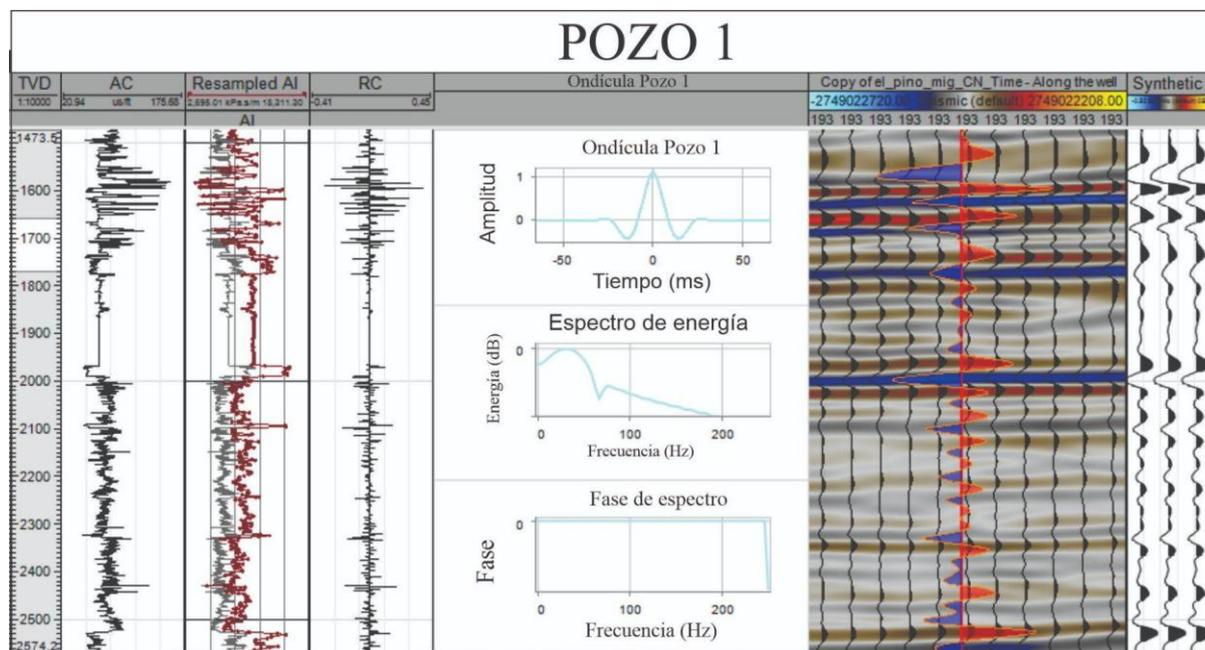


Figura 30. Amarre del pozo 1. De izquierda a derecha: Perfiles de impedancia acústica, Coeficiente de Reflexión, Ondícula del Pozo 1, Sísmica y Sismograma sintético.

Luego, con el uso de las herramientas de interpretación sísmica disponibles en el *software* Petrel, se identificaron los topes de las formaciones de interés, así como las principales estructuras geológicas de la zona.

En el bloque S-E, se pueden observar dos eventos tectónicos distintos, en primer lugar, se observa un fallamiento de alto ángulo que afecta incluso al basamento (Figura 31), a ellas, se les unen en profundidad fallas de alto ángulo secundarias, originando un esquema de fallamiento en flor. Dichas fallas tienen dos rumbos preferenciales, uno con dirección NNO-SSE y otro OSO-ENE. Este fallamiento podría estar relacionado al inicio de la subducción a partir del Jurásico Inferior, que marcó la fragmentación de Gondwana Occidental y Oriental (Ramos *et al.* 2011). A su vez, en la figura 32, se reconocen zonas de colapso del Miembro La

Tosca. Según Zencich *et al.* (1998), estas zonas se habrían generado a partir de la reactivación de las antiguas fallas verticales de basamento, que generaron la disolución y fluencia de la sal del Miembro Troncoso Superior, con posterioridad a la depositación del resto de los sedimentos mesozoicos y cenozoicos de la zona.

El segundo evento consiste en primer lugar, en un pliegue de tipo anticlinal (Figuras 31 y 32), con cierre en todas sus direcciones, que afecta a todos los depósitos sedimentarios cretácicos del área, desde las formaciones Quintuco y Vaca Muerta hasta el Grupo Neuquén. Este evento tendría su origen con el inicio del régimen de compresión de la subducción que habría desarrollado la faja plegada y corrida del Agrio en el Cretácico Tardío (Ramos *et al.*, 2011).

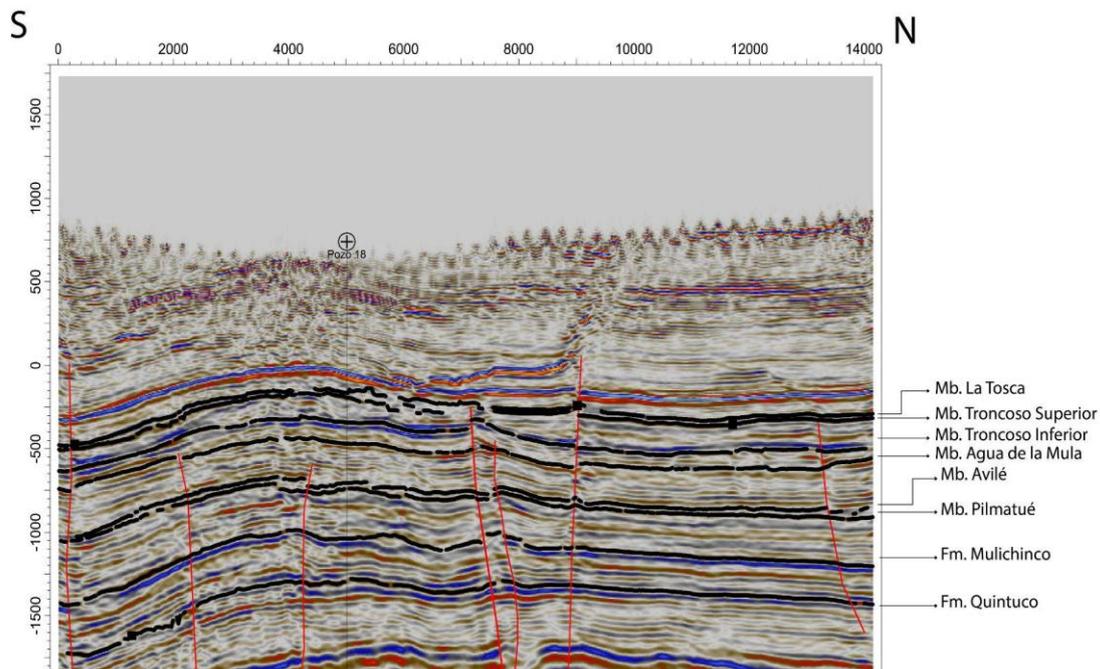


Figura 31. Línea sísmica con dirección Sur-Norte que atraviesa el pozo 18, ubicada dentro del Bloque S-E. Las líneas rojas representan las fallas de alto ángulo que atraviesan las formaciones en estudio.

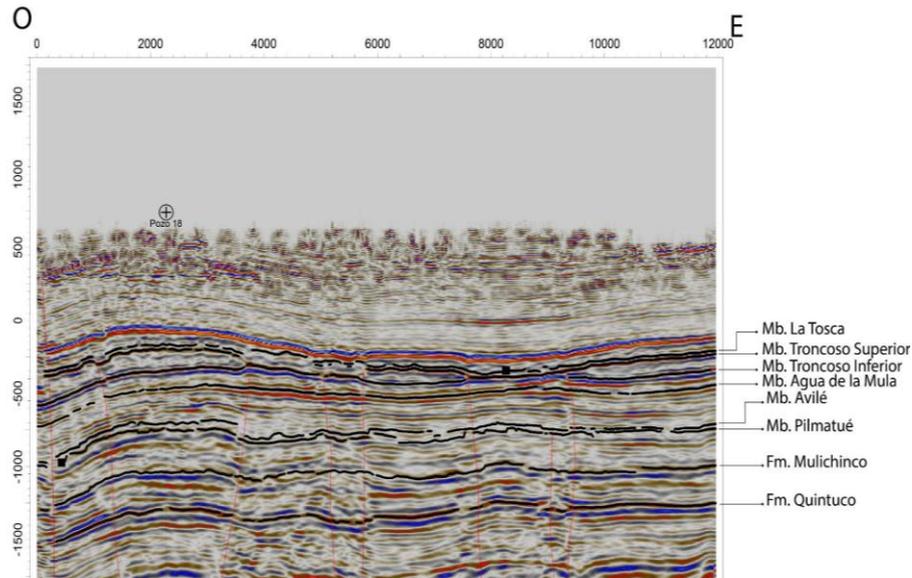


Figura 32. Línea sísmica con dirección Oeste-Este que atraviesa el Pozo 18, ubicada dentro del Bloque S-E. Las líneas rojas representan fallas de alto ángulo.

En contraste, el bloque N-O se distingue por su mayor estabilidad tectónica. En las figuras 33 y 34, se observa la presencia de fallas de alto ángulo, algunas de las cuales atraviesan incluso las evaporitas del Miembro Troncoso Superior. No obstante, la ausencia de estructuras que puedan actuar como trampas de fluidos descarta esta zona como un objetivo viable para la inyección de CO₂.

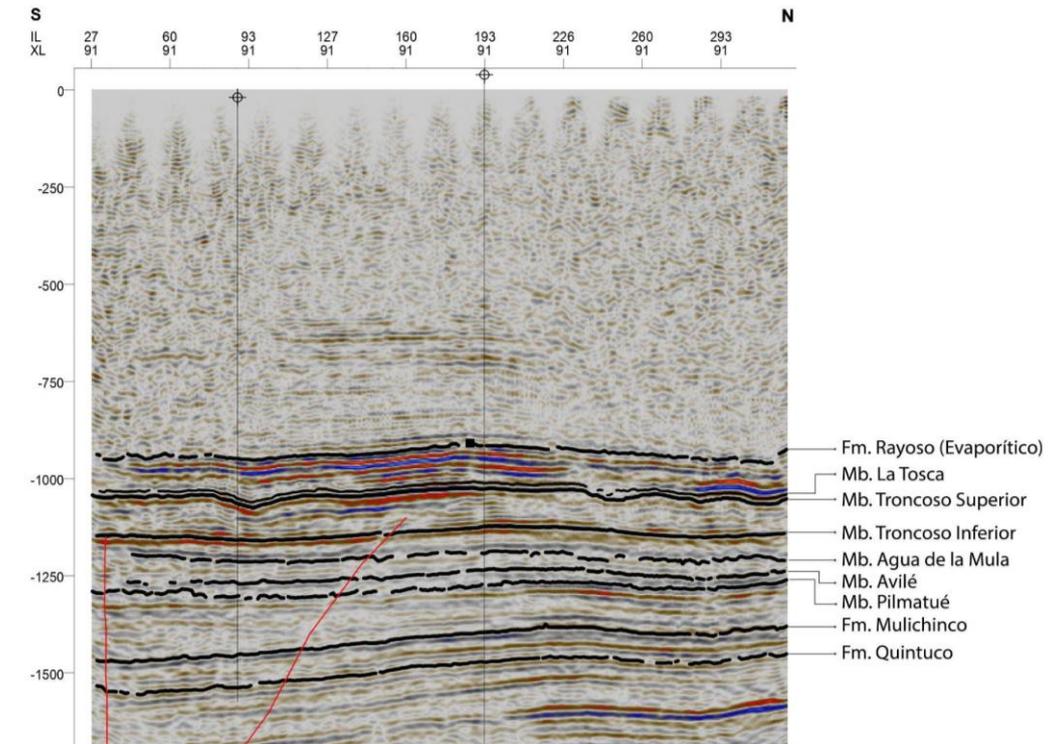


Figura 33. Línea sísmica con dirección Sur-Norte que atraviesa los pozos 1 y 3, ubicada dentro del Bloque N-O. Las líneas rojas representan fallas de alto ángulo.

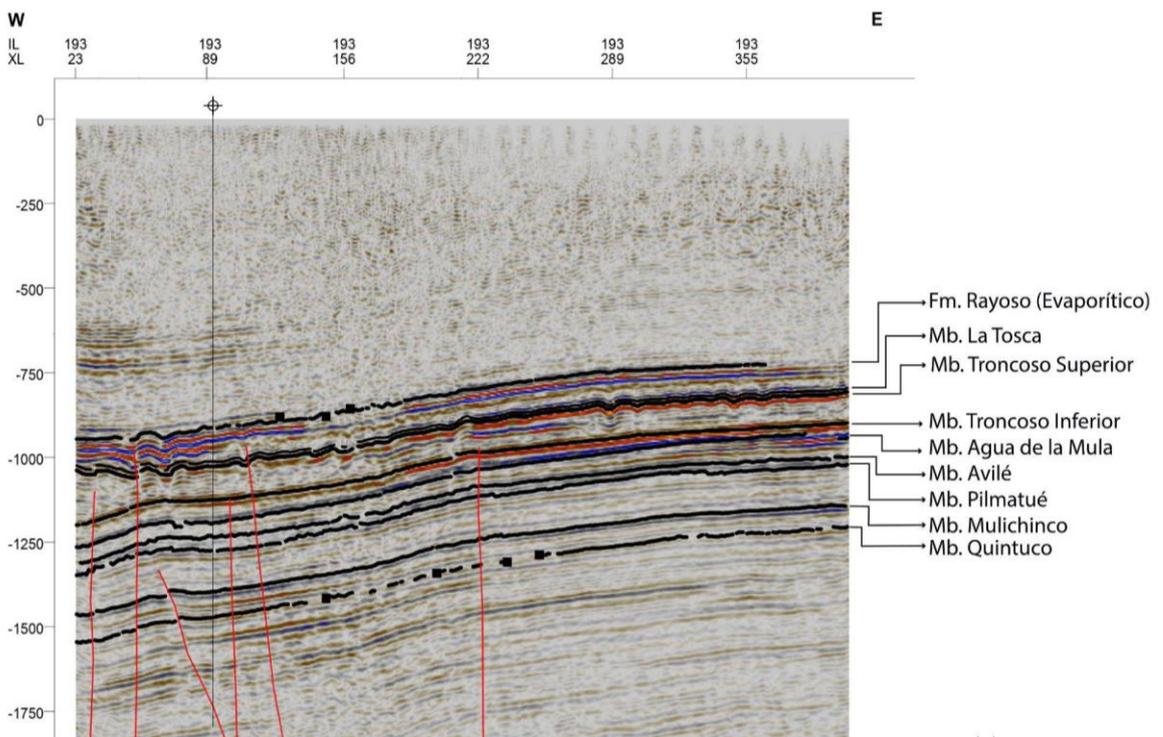


Figura 34. Línea sísmica con dirección Oeste-Este que atraviesa el pozo 1, ubicada dentro del Bloque N-O. Las líneas rojas representan fallas de alto ángulo.

10.5 Mapas estructurales

A partir de los horizontes delimitados, el análisis estructural realizado y, considerando que el bloque S-E contiene la estructura de mayor interés para el almacenamiento de CO₂, se confeccionaron mapas estructurales de los miembros La Tosca, Troncoso Superior, Troncoso Inferior, Avilé y la Formación Mulichinco de esa zona en particular (Figuras 35, 36, 37, 38 y 39).

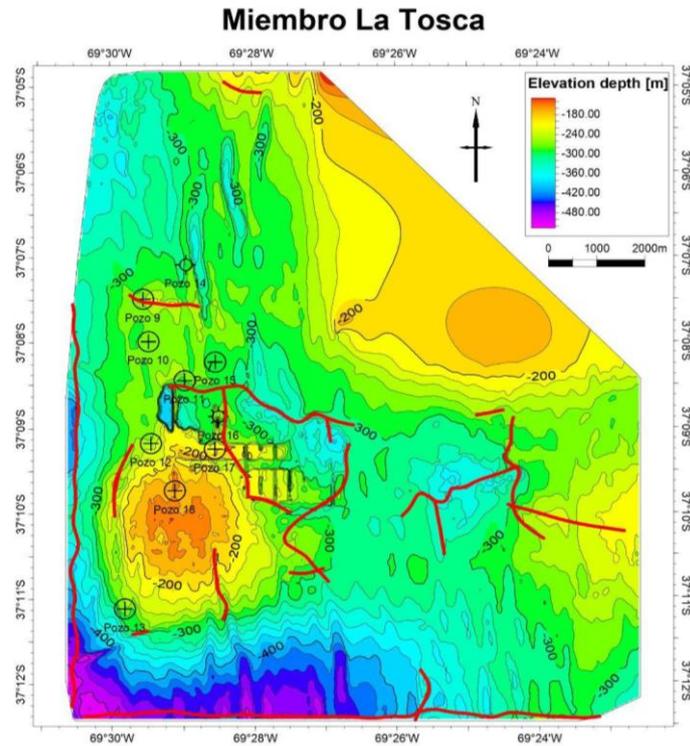


Figura 35. Mapa estructural del Miembro La Tosca en el bloque S-E. Las líneas rojas representan las fallas interpretadas en la sismología.

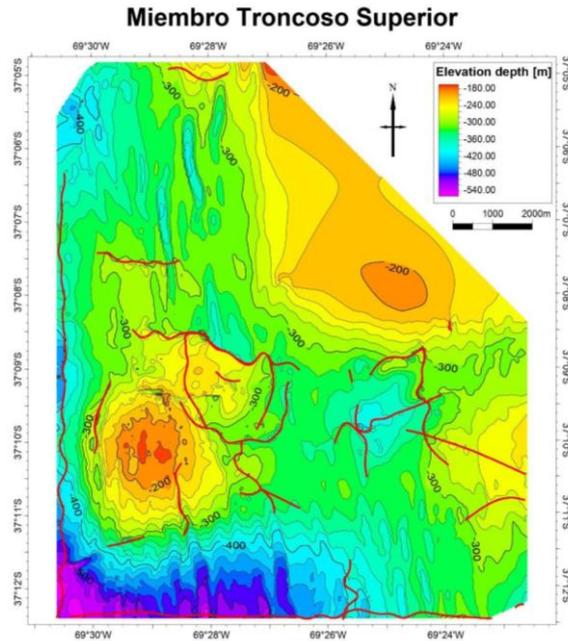


Figura 36. Mapa estructural del Miembro Troncoso Superior en el bloque S-E. Las líneas rojas representan las fallas interpretadas en la sismología.

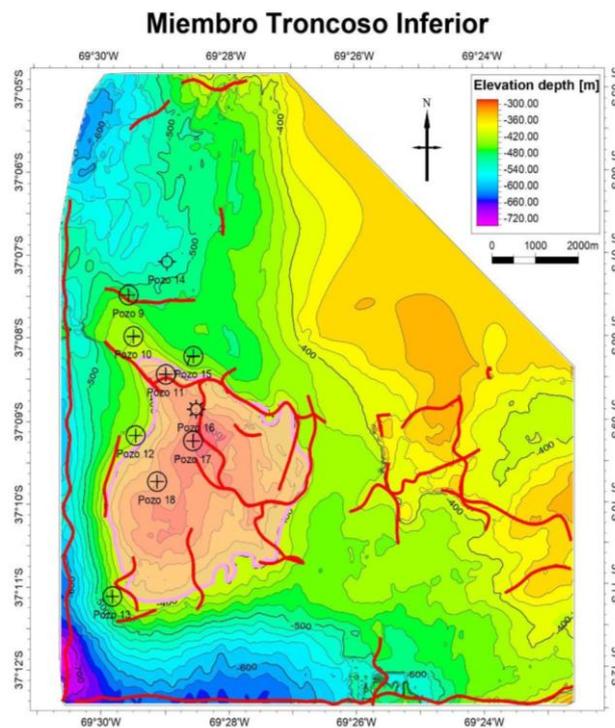


Figura 37. Mapa estructural del Miembro Troncoso Inferior en el bloque S-E. En él, se encuentra delimitada el Área teórica (línea violeta) utilizada para el cálculo de capacidad de almacenamiento del Miembro Troncoso Inferior. Las líneas rojas representan las fallas interpretadas en la sismología.

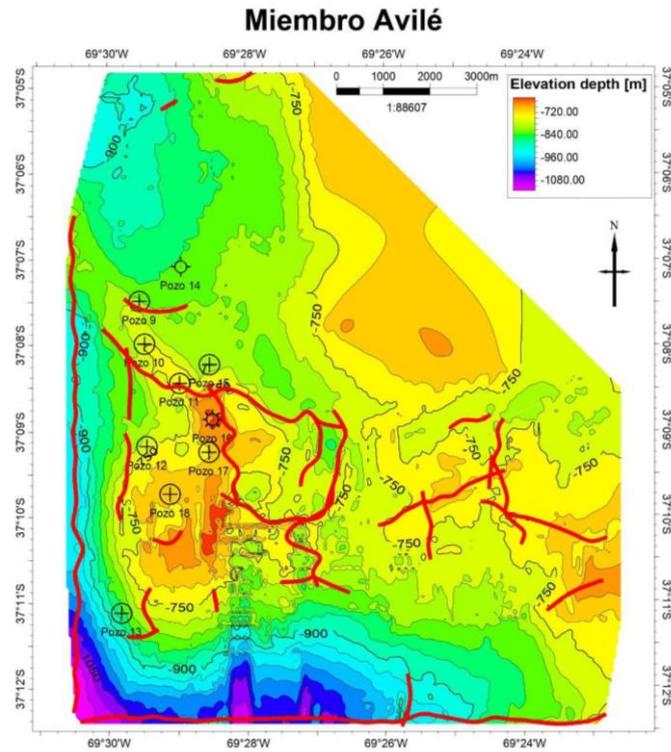


Figura 38. Mapa estructural del Miembro Avilé en el bloque S-E. Las líneas rojas representas las fallas interpretadas en la sísmica.

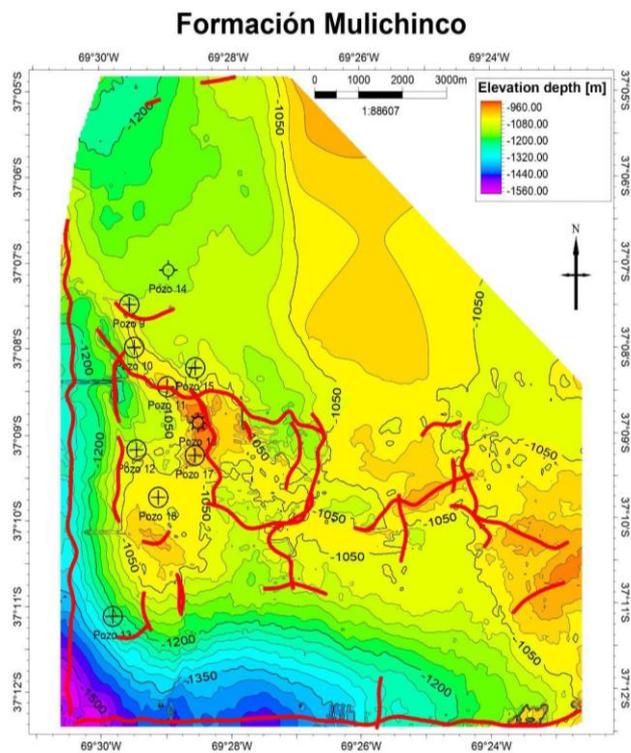


Figura 39. Mapa estructural de la Formación Mulichinco en el bloque S-E. Las líneas rojas representas las fallas interpretadas en la sísmica.

10.6 Consideraciones petroleras

Como se mencionó anteriormente, la presencia o ausencia de hidrocarburos en un reservorio influye en su capacidad para almacenar CO₂ y en el comportamiento del gas en el subsuelo (Goodman *et al.*, 2011). Por lo tanto, es fundamental identificar si los reservorios de interés fueron productivos en gas y/o petróleo o si están saturados de agua, lo que permitirá seleccionar con mayor precisión los datos necesarios para calcular la capacidad de almacenamiento teórica.

En primer lugar, el Miembro Avilé, cuyas pobres condiciones petrofísicas, influenciadas por el ambiente en que se depositaron sus sedimentos en esta parte de la cuenca, ha sido descartado como posible reservorio de hidrocarburos.

En el caso de la Formación Mulichinco, resultó productiva de petróleo en el pozo 10 y de gas en el pozo 9. Esto se debió principalmente al fallamiento vertical profundo de la zona, lo cual provocó que, en ese bloque, Mulichinco fuera descrito como un reservorio carbonático fracturado y necesitando de igual manera de estimulación por acidificación para producir hidrocarburos. En el caso de los pozos 12, 16 y 18, separados de los pozos productivos por grandes fallas (Figura 39), aún con estimulación ácida, no se pudieron recuperar fluidos en los ensayos, descartándolo como reservorio. Esto puede observarse en los estudios de los testigos corona de la tabla 4, donde las permeabilidades son extremadamente bajas.

En cuanto al Miembro La Tosca de la Formación Huitrín, su alto grado de compartimentación lateral y vertical, definido por bloques aislados por fallas verticales profundas, en donde se ubican las zonas de colapso, y la dolomitización parcial de sus carbonatos, lo han convertido en el reservorio más productivo de la zona. Este miembro, que contiene tanto gas como petróleo, se cargó a través del Miembro Troncoso Inferior, el cual, junto con las fallas verticales, actuó como vía de migración dentro de dichos bloques (Figura 40) (Zencich *et al.*, 1998).

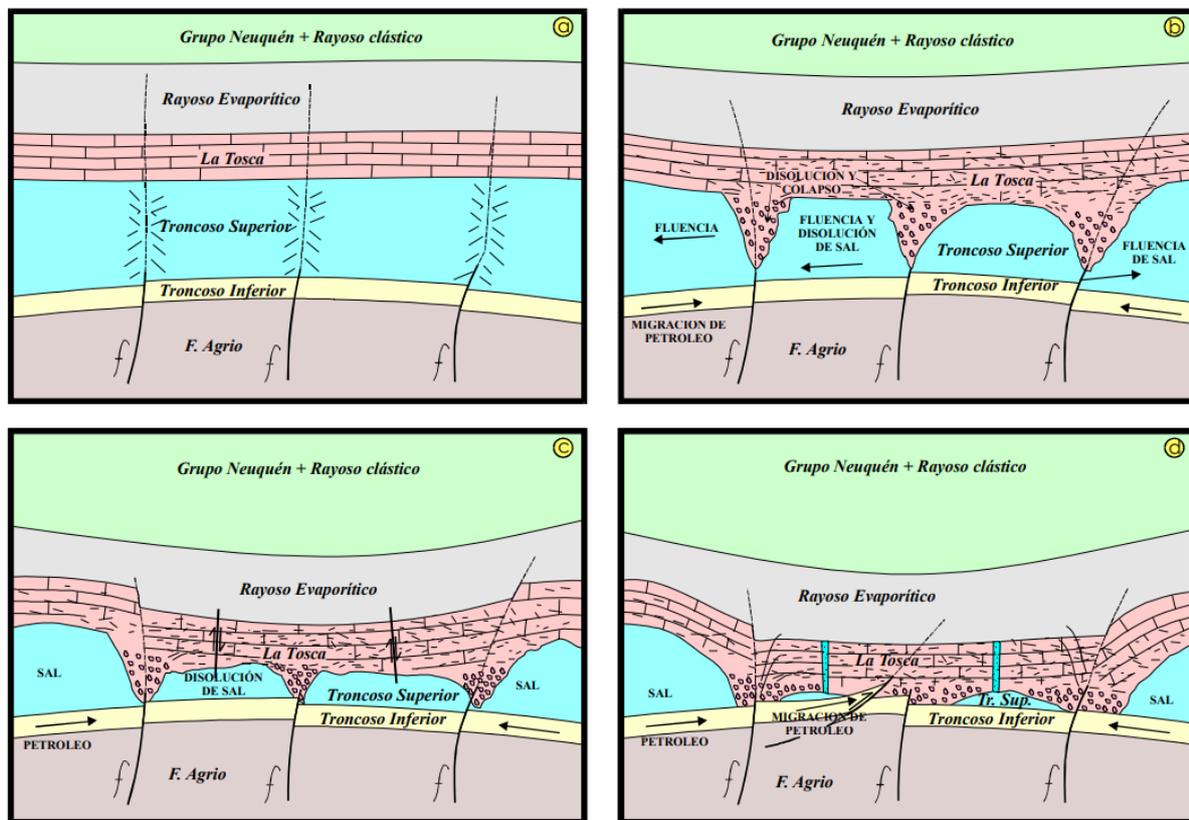


Figura 40. Modelo evolutivo del colapso del Miembro La Tosca. a) Estadio inicial: reactivación de fallas de basamento. b) Inicio de fluencia y disolución de la sal, primeros estadios de colapso en el entorno de las fallas. c) Estadio de subsidencia y colapso del techo. d) Sobreimposición de deformación de cobertura, posteriormente, formación de fallas verticales de acomodación. Tomado de Zencich *et al.* (1998).

Por último, el Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín exhibió las mejores propiedades petrofísicas y litología de los reservorios de la zona (tabla 4). El tamaño de grano, composición, permeabilidad y porosidad efectiva lo catalogan como un reservorio de buena calidad, sin embargo, el fallamiento vertical profundo de la zona provocó la migración de los hidrocarburos hacia el Miembro La Tosca. De hecho, en ensayos realizados en el pozo 12 y 18, ubicados sobre el anticlinal (Figura 37), se determinó que los fluidos recuperados corresponden más de un 95 % a agua de formación y menos de un 5 % a petróleo.

11 RESULTADOS

11.1 Clasificación y selección de reservorios

A partir de la información recolectada sobre los posibles reservorios de la zona, incluyendo datos de petrofísica, estructura y litología, y considerando la tabla 2 de caracterización de reservorios, se procedió a clasificar los reservorios en la tabla 5.

Criterios	Reservorio			
	Mb. La Tosca	Mb. Troncoso Inferior	Mb. Avilé	Fm. Mulichinco
Reservorio				
Litología	Carbonático	Areniscas de grano medio a grueso de origen fluvial v eólico	Areniscas de grano fino a muy fino intercaladas por limolitas v arcilitas	Carbonático
Espesor (m)				
Porosidad efectiva	4 a 14%	5 a 18%	Muy baja	2 a 12%
Permeabilidad (mD)	0,01 a 117	0,6 a 115	-----	0,5>
Gradiente geotérmico	50°C			
Profundidad (m.b.b.p)	>1000	>1100	>1450	>1800
Sello				
Litología	Halita y anhidrita intercaladas con limolita y caliza	Evaporítico	Arcilitas, limolitas y calizas	Arcilitas, limolitas y calizas
Extesion areal	Continua	Continua	Continua	Continua
Espesor (m)	>50	>50	>50	>50
Fallamiento	Alto	Moderado	Moderado	Moderado
Clasificación de reservorio de CO ₂	Problemático	Recomendado	No apto	Problemático

Tabla 5. Caracterización y clasificación de los miembros La Tosca, Troncoso Inferior, Avilé y la Formación Mulichinco.

En primer lugar, como se mencionó en el apartado anterior, los bajos valores de porosidad y permeabilidad, junto con la litología y el espesor reducido, hacen que el Miembro Avilé no sea un reservorio adecuado para la inyección de CO₂ en el área de estudio y por lo tanto se lo descarta para el cálculo de capacidad de almacenamiento.

Por otra parte, aunque tanto la Formación Mulichinco como el Miembro La Tosca presentan algunas características favorables como reservorios carbonáticos. En ambos casos necesitaron de estimulación por acidificación para ser productivos en hidrocarburos, lo que demuestra que las permeabilidades, tanto cerca de la boca del pozo como en el resto del reservorio, serían en general muy bajas (con la excepción de las zonas dolomitizadas). Esto implicaría la necesidad de aplicar altas presiones para inyectar cantidades óptimas de CO₂, lo cual incrementa los costos del proyecto e incrementa el riesgo de reactivación de fallas o fracturamiento de las rocas sello.

Por lo tanto, considerando que la inyección en los reservorios carbonáticos de la zona no sería viable desde un punto de vista económico, se descartan como opciones para el almacenamiento de CO₂.

Por último, el Miembro Troncoso Inferior presenta las mejores propiedades petrofísicas en el área de estudio. Los valores de porosidad efectiva y permeabilidad (tabla 4), junto con la litología predominante, lo convierten en el candidato más adecuado para la inyección de CO₂. Además, dado que la unidad está saturada en agua en un 95 %, se considerará como un acuífero salino. Aunque no se dispone de datos sobre la salinidad del agua de formación, esto es posible ya que la ecuación para calcular la capacidad de almacenamiento en acuíferos salinos no requiere valores específicos de salinidad.

Por otra parte, el Miembro Troncoso Superior, posee una gran extensión areal y un espesor que supera los mínimos requeridos para garantizar la contención del gas.

Considerando estos factores y las especiales características descritas *ut supra*, se procederá a realizar un cálculo teórico de la capacidad potencial de almacenamiento de CO₂ del Miembro Troncoso Inferior, abarcando todo el anticlinal.

11.2 Cálculo de volumen de CO₂

Seleccionado el Miembro Troncoso Inferior como el objetivo principal para el cálculo de capacidad de almacenamiento de CO₂, se procederá a calcular su capacidad de almacenamiento considerando a este reservorio como un acuífero salino según lo discutido en secciones anteriores.

En primer lugar, utilizando el mapa estructural del Miembro Troncoso Inferior y tomando como referencia a la curva de nivel de -400 m, se delimitó un área dentro del anticlinal que tuviera cierre en todas sus direcciones y se calculó su valor en m² (Figura 37).

Por otra parte, para obtener un resultado más preciso, se optó por utilizar el espesor útil (espesor con porosidad efectiva mayor a 0.10) obtenido de los datos pertenecientes a los perfiles eléctricos del pozo 18 (Figura 41), el cual se utilizó como referencia por su ubicación dentro del anticlinal. A partir de esos datos se obtuvo un espesor útil de 14,18 m.

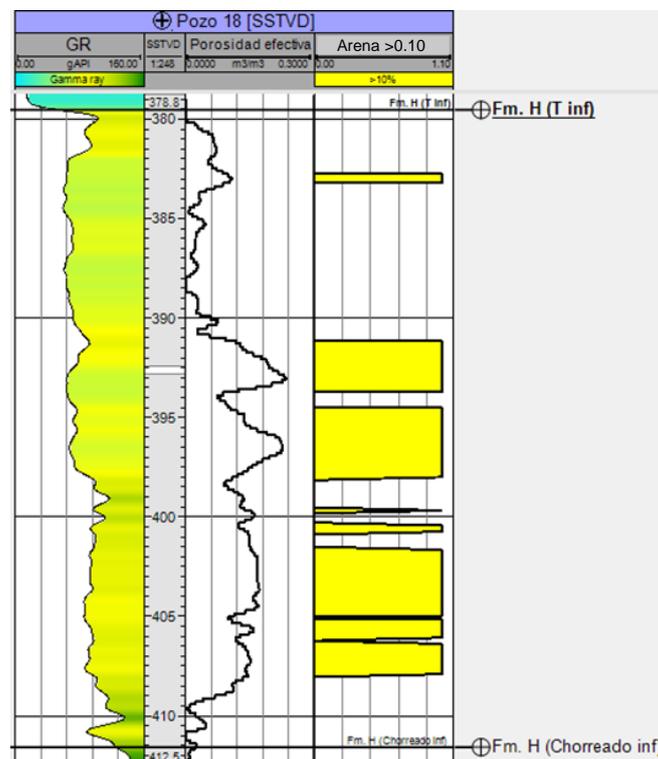


Figura 41. Perfiles eléctricos correspondientes al pozo 18. De izquierda a derecha: a *Gamma Ray*, Porosidad efectiva y Espesor de arena con porosidad efectiva mayor a 0.10.

La porosidad efectiva se calculó mediante un promedio ponderado, considerando los diferentes valores de porosidad efectiva de los testigos corona de la tabla 4 y del perfil de la figura 41, junto con sus respectivos espesores. Para ello, se realizó la suma de los productos de cada porosidad promedio multiplicada por su espesor correspondiente. Luego, se dividió esta sumatoria por la suma total de todos los espesores utilizados, lo que resultó en una porosidad efectiva representativa de la formación en la zona.

Promedio Ponderado= $\sum(xi \cdot wi) / \sum wi$, donde xi es el valor de porosidad efectiva promedio y wi el espesor correspondiente a dichas porosidades. Como resultado se obtuvo:

- $\sum wi$: 99,2
- $\sum(xi \cdot wi)$: 12,9
- Porosidad efectiva ponderada ($\sum(xi \cdot wi) / \sum wi$): 0,13

También se calculó la densidad del CO₂ según la profundidad promedio del reservorio (Tabla 3), la temperatura en superficie y el gradiente geotérmico aproximado de la zona. Para ello se tomó un valor de 50 °C de gradiente geotérmico, teniendo en cuenta los valores calculados por Sigismondi (2012) para la zona de estudio, 10 °C de temperatura media anual en superficie para la zona de estudio (Servicio Meteorológico Nacional, 2024) y una profundidad de 1.100 m, dando como resultado una densidad de 350 kg/m³.

Por último, se procedió a utilizar la ecuación 4 del US-DOE para el cálculo de la capacidad de almacenamiento de un acuífero salino teniendo en cuenta los siguientes valores para el reservorio:

- Área total: 16.518.426 m²
- Espesor útil del reservorio: 14,18 m
- Porosidad efectiva: 0,13
- Densidad del CO₂: 350 kg/m³
- Factor de eficiencia para acuíferos salinos (E_{saline}) según la tabla 1: (P10), (P50) y (P90).

Capacidad de almacenamiento de CO ₂ - Miembro Troncoso Inferior									
Área (m ²)	Espesor útil (m)	Porosidad efectiva promedio	Densidad CO ₂ (kg/m ³)	E _{saline}		Masa de CO ₂			
						(kg)	(T)	(Kt)	(Mt)
16.518.426	14,18	0,13	350	0,0051	P10	54.353.368,68	54.353,37	54,35	0,05
				0,02	P50	213.150.465,42	213.150,47	213,15	0,21
				0,054	P90	575.506.256,63	575.506,26	575,51	0,58

Tabla 6. Cálculo de la capacidad de almacenamiento del Miembro Troncoso Inferior para la zona de estudio.

12 DISCUSIONES

La viabilidad de implementar un proyecto de almacenamiento de CO₂ en la zona de estudio depende no sólo de factores geológicos, sino también de aspectos económicos, logísticos y sociales. La capacidad máxima de almacenamiento estimada (P90) del Miembro Troncoso Inferior es comparable a las emisiones conjuntas de las centrales térmicas cercanas, que son de 575 y 400 kt, respectivamente. Esto podría abrir la posibilidad de desarrollar un proyecto de almacenamiento a pequeña escala, en el que dichas centrales térmicas participen activamente.

Debido a la proximidad de las centrales (menos de 24 km de la zona de inyección), el transporte de CO₂ en camiones o incluso la construcción de un gasoducto corto podrían ser opciones factibles. Sin embargo, deben considerarse los costos del proyecto, que abarcan la adaptación de las cuatro centrales para la captura de CO₂ de alta pureza, la adecuación de rutas de transporte, la preparación de pozos específicos para la inyección y los gastos de monitoreo del comportamiento del gas en el subsuelo.

El transporte de CO₂ en sí también implica un costo significativo: según Smith *et al.* (2021), en 2019, el costo del transporte por gasoducto oscilaba entre 18.000 y 87.000 USD por tonelada cada 100 millas, lo cual exige una inversión sustancial en este aspecto. Por otra parte, el costo del transporte en camiones en Estados Unidos ha sido calculado en 83 USD por tonelada cada 100 millas para un proyecto que inyecta 100 kt anuales (Myers *et al.*, 2024).

Considerando estos factores, el proyecto solo sería viable si los costos logísticos, especialmente los del transporte, se mantienen bajos y se asegura financiamiento o incentivos económicos para cubrir las inversiones iniciales en la captura y acondicionamiento de la infraestructura. Dado que el transporte de CO₂ representa uno de los mayores costos, optar por camiones para esta distancia corta sería la opción más razonable desde una perspectiva económica. Además, considerando la limitada capacidad de almacenamiento, el costo de construcción y mantenimiento de un gasoducto no resultaría justificable.

13 CONCLUSIONES

En la zona de estudio se identificó una estructura anticlinal con cierre en todas sus direcciones, lo que proporciona condiciones favorables para el almacenamiento. Sin embargo, la presencia de fallamiento vertical profundo, junto con la fluencia de las evaporitas pertenecientes al sello de mayor espesor, representa un serio y significativo riesgo de fuga que condiciona las opciones de inyección en la zona y eventualmente pone en riesgo la implementación de un proyecto de almacenamiento de CO₂.

Del análisis de la información obtenida de los pozos estudiados, se determinó que el Miembro Avilé de la Formación Agrío no cumple con los requisitos para ser considerado un reservorio viable de CO₂ debido a sus bajos valores de porosidad y permeabilidad. Por otra parte, el Miembro La Tosca de la Formación Huitrín y la Formación Mulichinco presentan características favorables como reservorios carbonáticos, pero los elevados costos asociados a la inyección y la variabilidad en el comportamiento del CO₂ en estas formaciones llevan a su descarte como reservorios viables.

El Miembro Troncoso Inferior demuestra tener las mejores propiedades petrofísicas y litológicas, lo que lo convierte en el candidato más adecuado para el almacenamiento de CO₂.

No obstante, la presencia de fallas en el flanco oriental del anticlinal representa un riesgo significativo para la seguridad del almacenamiento de CO₂. Como se observa en el mapa estructural del Miembro Troncoso Inferior (Figura 37), las fallas en esta región, que previamente facilitaron la migración de hidrocarburos hacia otras formaciones, podrían comprometer la capacidad de contención del CO₂, ya que actuarían como vías preferenciales para la fuga del gas. Esto pone en duda la viabilidad de una inyección segura en esta área. Además, debido a la ubicación de estas fallas y la configuración estructural de la zona, resulta imposible delimitar un área en la que el CO₂ se mantenga dentro de la estructura sin migrar hacia las formaciones suprayacentes.

Se realizó un cálculo de la capacidad teórica de almacenamiento de CO₂ en el Miembro Troncoso Inferior, abarcando todo el anticlinal. Este análisis consideró, de forma minuciosa y lógicamente con la información disponible, los aspectos tales como la ubicación del fallamiento y su potencial impacto en la integridad del reservorio, obteniendo como resultado una capacidad de almacenamiento que varía entre 54 kt, como valor más probable, y un máximo de 575.5 kt.

La capacidad de almacenamiento de CO₂ en el Miembro Troncoso Inferior se encuentra considerablemente por debajo de los estándares establecidos por los proyectos mencionados previamente, lo que hace económicamente inviable la implementación de un proyecto de inyección en esta zona.

Teniendo en cuenta la historia petrolera de la zona y el exitoso entrampamiento de hidrocarburos en el Miembro La Tosca, se plantea la posibilidad de evaluar la capacidad de almacenamiento conjunta de CO₂ entre este y el Miembro Troncoso Inferior. La migración de hidrocarburos desde el Miembro Troncoso Inferior sugiere que ambos podrían funcionar como un único reservorio para el CO₂. Además, la sección evaporítica de la Formación Rayoso ha demostrado su eficacia en el confinamiento de hidrocarburos a lo largo del tiempo, por lo que podría ser igualmente efectiva para retener CO₂ bajo condiciones similares.

14 AGRADECIMIENTOS

A YPF S.A. por proveerme la información, el espacio y herramientas necesarias para la elaboración de este trabajo.

A la Universidad Nacional de Río Negro por brindarme la posibilidad de formarme profesionalmente.

A mis directores, Joaquín y Maisa, por su paciencia, dedicación y orientación a lo largo de este proceso, brindándome las herramientas necesarias para llevar a cabo este trabajo.

A Guillermo Corona y Jan Barmuta, por su colaboración y por enseñarme a utilizar el software de forma práctica y eficaz, contribuyendo significativamente al desarrollo de este trabajo.

A mi compañero de TFG, Bruno Balda, con quien trabajamos en el área de estudio, por su colaboración, compañerismo y valiosa ayuda.

A mis padres, Sebastián y Wanda, y a mis hermanos, Gonzalo y Emilia, por su constante respaldo y amor incondicional, que me acompañaron durante todo este camino. También, agradezco a toda mi familia por el cariño y apoyo brindado en cada etapa.

A mi novia Lara, por estar a mi lado en los momentos más difíciles, por su paciencia, comprensión y amor constante, que me dieron la fuerza y motivación para seguir adelante. También por brindar sus conocimientos de inglés y diseño gráfico en la modificación y elaboración de imágenes para este trabajo.

Finalmente, agradecer a mis amigos y amigas de la carrera con quienes compartí tantas cursadas y finales. En especial a Ángela, Antonella, Damiano, Valentina, Ariadna, Facundo, Franco, Agustín y Joaquín por su apoyo, largas horas de estudio y momentos compartidos. También a mis amigos de toda la vida, por acompañarme durante todo este proceso.

15 BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre Urreta, B., Vennari, V., Lescano, M., Naipauer, M., Concheyro, A. y Ramos, V. (2014). Bioestratigrafía y Geocronología de alta resolución de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. En: 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Vol. 2. pp 245-268.
- Alcalde J., Heinemann N., James A., Bond C. E., Ghanbari S., Mackay E. J., Haszeldine R. S., Faulkner D. R., Worden R. H. y Allen M. J. (2021). A criteria-driven approach to the CO₂ storage site selection of East Mey for the acorn project in the North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 133 (2021) 105309. Pp. 1-14.
- Ali M. (2018). Effect of Organic Surface Concentration on CO₂-Wettability of Reservoir Rock. Tesis de Grado. Faculty of Science and Engineering Department of Petroleum Engineering, Curtin University. Pp. 1-73.
- Aminu, M. D. (2018). Carbon dioxide storage in the UK southern north sea: experimental and numerical analysis. Tesis doctoral. Cranfield University. Pp. 1-211.
- Anthonsen K. L., Aagaard P., Bergmo P. E. S., Gislason S. R., Lothe A. E., Mortensen G. M. y Snæbjörnsdóttir S. Ó. (2014). Characterisation and selection of the most prospective CO₂ storage sites in the Nordic region. *Energy Procedia* 63 (2014) 4884 – 4896.
- Arachchige U. S. y Sakuna S. P. W. (2019). What To Do With CO₂? Storage Vs. EOR Vs. CO₂ As A Chemical Feedstock. Faculty of Technology, University of Sri Jayewardenepura, Nugegoda, Sri Lanka. 3(5), 104-109.

- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. (2011a). 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, 29-36, Neuquén.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. (2011b). El Grupo Cuyo (Jurásico temprano – medio) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M. (Eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 77-90, Neuquén.
- Arregui C., Carbone O. y Slatter F. (2011c). El Grupo Lotena (Jurásico medio-tardío) 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, 91-98, Neuquén.
- Bachu, S. (2001). Screening and ranking of hydrocarbon reservoirs for CO₂ storage in the Alberta Basin, Canada. En *US Department of energy–national energy technology laboratory, National Conference on Carbon Sequestration* (Vol. 67).
- Bachu, S. (2002). Sequestration of CO₂ in geological media in response to climate change: roadmap for site selection using the transform of the geological space into the CO₂-phase space. *Energy Convers Manage* 43 (1), 87–102.
- Bachu, S. (2003). Screening and ranking of sedimentary basins for sequestration of CO₂ in geological media in response to climate change. *Environmental Geology*, 44(3), 277-289.
- Bacci, G., Korre, A. y Durucan, S. (2011). An experimental and numerical investigation into the impact of dissolution/precipitation mechanisms on CO₂ injectivity in the wellbore and far field regions. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 5(3), 579-588.
- Barrionuevo M. (2002). Yacimiento Puesto Hernández. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., y Vergani, G. (2002). Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. In V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas (pp. 727-730).
- Beck, L. (2020). The US Section 45Q Tax Credit for carbon oxide sequestration: an update. *Global CCS Institute: Melbourne, Australia*.
- Boot-handfort M. E. Abanades J. C. Anthony E. J., Blunt M. J., Brandani S., Mac Dowell N., Fernández J. R., Ferrari M.-C., Gross R., Hallett J. P., Haszeldine R. S., Heptonstall P., Lyngfelt A., Makuch Z., Mangano E., Porter R. T. J., Pourkashanian M. , Rochelle G. T., Shah N., ... Fennell P. S. (2014). Carbon capture and storage update. *The Royal Society of Chemistry. Energy Environ. Sci*, 2014, 7, 130-189.

- Cammesa. (2024). Informe anual 2023. Cammesa.<https://cammesaweb.cammesa.com/informe-anual/>
- Cazau, L.B. y Uliana, M.A. (1973). El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163. Buenos Aires.
- Cooper, C. (2009). A technical basis for carbon dioxide storage. *Energy Procedia*, 1(1), 1727-1733.
- Cinar, Y., Bukhteeva, O., Neal, P. R., Allinson, W. G., y Paterson, L. (2008). CO₂ storage in low permeability formations. In *SPE Improved Oil Recovery Conference?* (pp. SPE-114028). SPE.
- De Silva, G. P. D., Ranjith, P. G., y Perera, M. S. A. (2015). Geochemical aspects of CO₂ sequestration in deep saline aquifers: A review. *Fuel*, 155, 128-143.
- Dellapé, D., Mombrú, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G. (1979). Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza, con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario Museo de La Plata, Paleontología*, 5: 81-105. La Plata.
- Delpino, D. H., (1987). Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco andino (35-36° L.S.), Mendoza, Argentina. En: *Simposio Vulcanismo Andino. X° Congreso Geológico Argentino, Actas, IV: 233-237*, San Miguel de Tucumán.
- Digregorio, J.H. (1972). Neuquén. En: A.F. Leanza (Ed.): *Geología Regional Argentina. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias 439-506*. Córdoba.
- Energinet (2023). *Technology Data-Carbon Capture, transport and storage. Danish Energy Agency. 1-199*. Denmark.
- Estrada E., Méndez, F., Saavedra, B., Gozalvez, G y Naidés, C. (2008). Evaluación de reservorios carbonáticos de la Formación Quintuco, Cuenca Neuquina. Aplicaciones y Características de herramientas geoquímicas. Baker Hughes/Atlas-PETROBRAS.
- Franchini, M.B., López Escobar, L., Schalamuk, I.B.A y Meinert, L.D. (2003). Paleocene, calc-alkaline subvolcanic rocks from Nevazón Hill area (NW Chos Malal Fold Belt), Neuquén, Argentina, and comparison with granitoids of the Neuquén-Mendoza volcanic province. *Journal of South America Earth Sciences* 16(5): 399-422.
- Garrido, A.C. (2011). El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) de 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*, 231-244, Neuquén.

- Global CCS Institute. (2023). Global status of CCS 2023. <https://www.globalccsinstitute.com>
- Gómez Figueroa, J., Monardez, C., y Balod, M. (2011). El miembro troncoso superior de la formación huitrín (Cretácico temprano). 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, 113-130, Neuquén.
- Goodman A, Hakala A, Bromhal G, Deel D, Rodosta T y Frailey S, (2011) U.S. DOE methodology for the development of geologic storage potential for carbon dioxide at the national and regional scale. *International Journal of Greenhouse Gas Control*. 2011; 5:952–65.
- Goodman, A., Sanguinito, S., y Levine, J. S. (2016). Prospective CO₂ saline resource estimation methodology: Refinement of existing US-DOE-NETL methods based on data availability. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 54, 242-249.
- Grasetti C. G., Piqué T. M., Noya M., Vila G.S., Manoni R., Brisson I., De Leo D., Dzelalija F., Canale N., Zalazar M., Cabana C., Tunik M., Fortunatti N., Lebinson F., Bahía M. y Grill S. (2022a). Atlas AR-CO₂. An Argentinian atlas for underground CO₂ storage potential. 16th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, GHGT-16.
- Grasetti C. G., Piqué T. M., Noya M., Vila G.S., Manoni R., Brisson I., De Leo D. , Dzelalija F., Canale N., Zalazar M., Cabana C., Tunik M., Fortunatti N., Lebinson F. , Bahía M. y Grill S. (2022b). Evaluación del potencial de almacenamiento geológico de CO₂ en territorio Argentino. 11° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Gravanis, E. y Sarris, E. (2023). A working model for estimating CO₂-induced uplift of cap rocks under different flow regimes in CO₂ sequestration. *Geomechanics for Energy and the Environment*, 100433.
- 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., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. (1984). Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. Bariloche.
- Gutiérrez Pleimling, A. (1991). Estratigrafía de la Formación Huitrín: un estudio puntual. *Prov. Del Neuquén, Boltetín de Informaciones Petroleras*. 85-100.

- Hermanrud, C., Eiken, O., Hansen, O. R., Bolås, H. M. N., Simmenes T. H., Teige, G. M. G., Hansen, H. y Johansen, S. (2013). Importance of pressure management in CO₂ storage. *Offshore Technology Conference*. OTC-23961.
- Herrero Ducloux, A. (1946). Contribución al conocimiento geológico del Neuquén Extra-andino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 266: 245-280.
- Hoteit, H., Fahs, M., y Soltanian, M. R. (2019). Assessment of CO₂ injectivity during sequestration in depleted gas reservoirs. *Geosciences*, 9(5), 199.
- Hovorka, S. D., Doughty, C., Benson, S. M., Pruess, K., y Knox, P. R. (2004). The impact of geological heterogeneity on CO₂ storage in brine formations: a case study from the Texas Gulf Coast. *Geological Society, London, Special Publications*, 233(1), 147-163.
- Hovorka, S. D. (2013). Three-million-metric-ton-monitored injection at the SECARB Cranfield project project update. *Energy Procedia*. 37, 6412 – 6423.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. (2005). The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society Special Publication 252: 1-14. Londres.
- Jain, N., Srivastava, A., y Singh, T. N. (2016). Carbon capture, transport and geologic storage: a brief introduction. *Geologic Carbon Sequestration: Understanding Reservoir Behavior*, 3-18.
- Jalil, M. A. A., Masoudi, R., Darman, N. B., y Othman, M. (2012, February). Study of the CO₂ injection, storage, and sequestration in depleted M4 carbonate gas condensate reservoir, Malaysia. In *Carbon management technology conference* (pp. CMT-150050). CMT-150050.
- Jun, S., Youngsoo Y., Wang J. y Weijermars R. (2023). Formation uplift analysis during geological CO₂-Storage using the Gaussian pressure transient method: Krechba (Algeria) validation and South Korean case studies. *Geoenergy Science and Engineering*, 221, 211404.
- Kalam, S., Olayiwola, T., Al-Rubaii, M. M., Amaechi, B. I., Jamal, M. S., y Awotunde, A. A. (2021). Carbon dioxide sequestration in underground formations: review of experimental, modeling, and field studies. *Journal of Petroleum Exploration and Production*. 11, 303-325.
- Kaldi, J., Daniel, R., Tenthorey, E., Michael, K., Schacht, U., Nicol, A., ... y Backe, G. (2013). Containment of CO₂ in CCS: Role of Caprocks and Faults. *Energy Procedia*, 37, 5403-5410.

- Ketzer, J.M., Iglesias, R. y Einloft, S., (2012). Reducing greenhouse gas emissions with CO₂ capture and geological storage. In: Chen, W.-Y., Seiner, J., Suzuki, T., Lackner, M. (Eds.), *Handbook of Climate Change Mitigation*. Springer, US, pp. 1405-1440.
- Leanza, H.A. (1992). Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.
- Leanza, H. A. (2003). Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas - Geología 2 : 1-31. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. (2009). Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 11 (2): 145-184. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. y 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*, 113-130, Neuquén.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas*, 6(10), 221-243.
- Lengler, U., De Lucia, M., y Kühn, M. (2010). The impact of heterogeneity on the distribution of CO₂: Numerical simulation of CO₂ storage at Ketzin. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 4(6), 1016-1025.
- Liu, Z., Deng, Z., Davis, S. y Cialis P. (2023). Monitoring global carbon emissions in 2022. *Nature reviews earth & environment*. 4, 205–206. <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00406-z>
- Llambías, E., Leanza, H.A. y Carbone, O. (2007). Evolución tectonomagmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 217-235.
- Llambías, E. y Sato, A.M. (2011). Evolución Ciclo Gondwánico: La provincia magmática Choiyoi en Neuquén. 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*, 335-348, Neuquén.

- Madejski, P., Chmiel, K., Subramanian, N., y Kuś, T. (2022). Methods and techniques for CO₂ capture: Review of potential solutions and applications in modern energy technologies. *Energies*, 15(3), 887.
- Méndez, V., Zanettini, J.C.M. y Zappettini, E.O. (1995). Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. *Secretaría de Minería, Anales* 23: 1-190.
- Mendiberri, H. O., Giusiano, A., y Valdéz, A. (2005). Cuenca Neuquina, reservas y recursos hidrocarbúricos. *Secretaría de Estado y Energía y Minería. Provincia de Neuquén*.
- Myers C., Li W. y Markham G. (2024). The cost of CO₂ transport by truck and rail in the United States. *International Journal of Greenhouse Gas Control*. 134, 104123.
- Naciones Unidas (2015). Convención Marco sobre el Cambio Climático. Recuperado de https://unfccc.int/files/meetings/paris_nov_2015/application/pdf/paris_agreement_spanish.pdf
- Olden P. Min J. Pickup G., Mackay E., Hamilton S., Somerville J. y Todd A. (2014). Geomechanical modelling of CO₂ geological storage with the use of site-specific rock mechanics laboratory data. Heriot-Watt University, Institute of Petroleum Engineering, 15.
- Olea, G., Suárez, M., y Valenzuela, M. (2011). El Miembro La Tosca de la Formación Huitrín (Cretácico temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (Eds.): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*.
- Olmos, M., H. Maretto, D. Lasalle, O. Carbone. y C. Naidés. (2002). Los Reservorios de la Formación Quintuco. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata. pp. 359-382.
- Pentland, C. H., El-Maghraby, R., Georgiadis, A., Iglauer, S., y Blunt, M. J. (2011). Immiscible displacements and capillary trapping in CO₂ storage. *Energy Procedia*, 4, 4969-4976.
- Pleimling, A. G., Olea, G., Suárez, M., Valenzuela, M., Leanza, H. A., Arregui, C., ... y Vallés, J. M. (2011). El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén* (pp. 175-180). Asociación Geológica Argentina Buenos Aires.
- Qi D., S. Zhang y K. Su (2009) Risk Assessment of CO₂ Geological Storage and the Calculation of Storage Capacity, *Petroleum Science and Technology*, 28:10, 979-986.
- Ramos, V.A. (1978). Estructura. En Yrigoyen M. R. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7º Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Relatorio: 99-118.

- Ramos, V.A. y Kay, S.M. (1991). Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): Andean Magmatism and its Tectonic Setting, *Geological Society of America, Special Paper* 265: 79-91.
- Ramos V.A. (1999). Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Argentino, Anales 29: 715-784.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. (2006). Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°- 39°S Latitude). 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 latitude). *Geological Society of America, Special Paper* 407: 1-18.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. (2011). Evolución tectónica de los Andes y del engolfamiento neuquino adyacente. 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, 335-348, Neuquén.
- Raza, A., Rezaee, R., Bing, C.H., Gholami, R., Hamid, M. A. y Nagarajan, R. (2015a). Carbon dioxide storage in subsurface geologic medium: a review on capillary trapping mechanism. *Egyptian Journal of Petroleum*. 25 (3), 367-373.
- Raza, A., Rezaee, R., Gholami, R., Rasouli, V., Bing, C. H., Nagarajan, R., y Hamid, M. A. (2015b). Injectivity and quantification of capillary trapping for CO₂ storage: A review of influencing parameters. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 26, 510-517.
- Raza, A., Rezaee, R., Gholami, R., Bing, C. H., Nagarajan, R. y Hamid, M. A. (2016). A screening criterion for selection of suitable CO₂ storage sites. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 28, 317-327.
- Rial G. (1994). Análisis petrográfico. Muestras de testigo corona. a) YPF.Md.NPBN.x-1; b) YPF.Md.NPBN.x-2; c) YPF.Md.NPBN.x-3; d) YPF.Md.NPBN.e-4; e) YPF.Nq.PBN.e-7; f) YPF.Md.NPBN.xp-11; g) YPF.Md.NPBN.e-12; h); YPF.Md.NCuC.x-1; i) YPF.Md.NABC.x-1; j) YPF.Md.NAA.x-1; k) YPF.Md.N.AAx-2; l) YPF.Nq.LPe.x-1; m) PRC-7; n) YPF.Md.NRDA.x-1; ñ) YPF.Md.NCLT.x-1; o) YPF.Md.NAN.x-1. Informe inédito. pp. 27.
- Saeedi, A., y Rezaee, R. (2012). Effect of residual natural gas saturation on multiphase flow behaviour during CO₂ geo-sequestration in depleted natural gas reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 82, 17-26.

- Schiama, M., Hinterwimmer, G., y Vergani, G. (2002). Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. In *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas* (pp. 1-778).
- Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. (2011). La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén. 131-144.
- Secretaría de Energía. (2018). Emisiones de CO₂ a la atmósfera por parte de centrales térmicas de generación eléctrica en el año 2018. <https://www.argentina.gob.ar/economia/energia>
- Servicio Meteorológico Argentino. (2024). Clima de Argentina. <https://www.smn.gob.ar/estadisticas>
- Sigismondi, M. E. (2012). Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. pp. 367.
- Simonsen, K. R., Hansen, D. S. y Pedersen S. (2024). Challenges in CO₂ transportation: Trends and perspectives. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 191 (2024) 114149. Pp. 1-14.
- Smith E., Morris J., Kheshgi H., Teletzke G., Herzog H. y Paltsev S. (2021). The cost of CO₂ transport and storage in global integrated assessment modeling. *International Journal of Greenhouse Gas Control*. 109, 103367.
- Soleimani, P., Shadizadeh, S. R. y Kharrat, R. (2020). Experimental investigation of smart carbonated water injection method in carbonates. *Greenhouse Gases: Science and Technology*, 10(1), 208-229.
- Solomon, S. (2007). Carbon dioxide storage: Geological security and environmental issues—Case study on the sleipner gas field in Norway. *Bellona report*, 128.
- Song, Y., Jun, S., Na, Y., Kim, K., Jang, Y., & Wang, J. (2023). Geomechanical challenges during geological CO₂ storage: A review. *Chemical Engineering Journal*, 456, 140968.
- Spalletti, L. A., Arregui C. D. y Veiga, G. D. (2011a). La Formación Tordillo y equivalentes (jurásico tardío) en la Cuenca Neuquina. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Neuquén. 145-160.
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D., y Schwarz, E. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina (2011b) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*

- Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. En *HA Leanza C. Arregui O. Carbone JC Danieli JM Vallés Buenos Aires*, 145-160.
- Steeneveldt R., Berger, B. y Torp, T. A. (2006). CO₂ capture and storage: closing the knowing-doing gap. *Chemical Engineering Research and Design*, 84(9), 739-763.
- Stewart C. y Hessami M. A. (2005) A study of methods of carbon dioxide capture and sequestration—the sustainability of a photosynthetic bioreactor approach. *Energy Conversion and Management* 46(3):403–420.
- Stipanovic, P.N. (1966). El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revista* 20: 403-478, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies O.L y Martínez, C.G. (1968). Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 367-388. Buenos Aires.
- Uliana. M.A. y Dellapé, D.A. (1981). Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711.
- Valenzuela M. (2002). Los reservorios del Miembro Avilé de la Formación Agrio. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., y Vergani, G. (2002). Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. In V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas (pp. 717-726).
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Flint, S.S. (2007). Anatomy of a fluvial lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Hauterivian) in central Neuquén Basin (NW Neuquén province), Argentina. En: Nichols, G., Williams, E. & Paola, C. (Eds.): *Sedimentary Environments, Processes and Basins. A tribute to Peter Friend. Special Publication International Association of Sedimentologists*, 38: 341-365.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Schwarz, E. (2011). Los depósitos continentales del Miembro Avilé de la Formación Agrio (Hauteriviano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (Eds.): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. pp. 161-173.
- Veiga, G. D., y Vergani, G. D. (2011). El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (Eds.): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*.

- Vottero A. J. y González J. M. (2002). Los reservorios de la Formación Mulichinco. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., y Vergani, G. (2002). Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. In V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas (pp. 619-630).
- Wang, J., Ryan, D., Anthony, E. J., Wildgust, N., y Aiken, T. (2011). Effects of impurities on CO₂ transport, injection and storage. *Energy Procedia*, 4, 3071-3078.
- Watson, M. N., y Gibson-Poole, C. M. (2005). Reservoir selection for optimised geological injection and storage of carbon dioxide: a combined geochemical and stratigraphic perspective. In *The fourth annual conference on carbon capture and storage. National Energy Technology Laboratory, US Department of Energy, Alexandria* (pp. 2-5).
- Weaver, C.E. (1931). Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington. Memoir 1: 1-469. Seattle.
- Yoro, K. O. y Daramola, M. O. (2020). CO₂ emission sources, greenhouse gases, and the global warming effect. In *Advances in carbon capture* (pp. 3-28). Woodhead Publishing.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodríguez, F. y Bernardo, L.M. (2009). Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 192-203.
- Zapata, T. y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwaerz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252: 37-56.
- Zavala, C. y Ponce, J.J. (2011). La Formación Rayoso (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*, 205-222, Neuquén.
- Zencich S. (1993). Bases preliminares para el análisis del M. La Tosca (F. Huitrín) en el yacimiento Paso Bardas Norte y alrededores (Provincias de Mendoza y Neuquén) (Área CN-VII). YPF S.A. Informe inédito. pp. 27.
- Zencich S., Brissón I., Dzelalija F., Galarza A. y Marteau M. (1998). Características del Miembro La Tosca - F. Huitrín en el subsuelo de paso bardas norte. Cuenca Neuquina. YPF S.A. Informe inédito. pp. 34.
- Zhang R., Vasco D. y Daley T. M. (2015). Study of seismic diffractions caused by a fracture zone at In Salah carbon dioxide storage project. *International Journal of Greenhouse Gas Control*. 42, 75-86.

