



Caracterización del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio como reservorio no convencional de tipo shale

Autor: Sergio Voglino

*Directora: Dra. Maisa A. Tunik
Universidad Nacional de Río Negro, CONICET*

*Codirector: David J. Thul
Energy & Geoscience Institute, Universidad de Utah*

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

**CARACTERIZACIÓN DEL MIEMBRO
PILMATUÉ DE LA FORMACIÓN AGRIO
COMO RESERVORIO NO CONVENCIONAL
DE TIPO *SHALE***

Autor: **SERGIO VOGLINO**

Directora: **Dra. MAISA A. TUNIK**

Codirector: **DAVID J. THUL**

LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO NEGRO

AÑO 2017

Índice

Introducción.....	4
Capítulo 1. La cuenca Neuquina y su evolución	6
Basamento de la región	8
Evolución tectónica y sedimentaria.....	10
Capítulo 2. Regiones morfoestructurales de la cuenca	29
Fosa de Loncopué	30
Faja plegada y corrida del Agrio	30
Dorso de Los Chihuidos.....	31
Plataforma Nororiental.....	32
Engolfamiento Neuquino	32
Dorsal de Huincul	33
Capítulo 3. Rocas generadoras y sistemas petroleros	36
Intervalos generadores.....	36
Intervalos reservorios	40
Migración y sellos	42
Maduración, generación y expulsión de los hidrocarburos	43
Eficiencia de la relación generación-acumulación.....	45
Los reservorios de tipo <i>shale</i> en la cuenca	46
Capítulo 4. La Formación Agrio.....	49
Estratigrafía y composición.....	50
Bioestratigrafía y edades	55
La Formación Agrio como intervalo generador de hidrocarburos	56
Capítulo 5. Descripción de las áreas de estudio.....	57
El Portón.....	58
Ubicación y acceso.....	58
Geología	59
Geomorfología y estructura.....	60
Mina San Eduardo.....	63
Ubicación y acceso.....	63
Geología	65
Geomorfología y estructura.....	65
Capítulo 6. Tareas realizadas y metodología de trabajo.....	68

Tareas de campo.....	68
Tareas de gabinete.....	69
Capítulo 7. Descripción estratigráfica en El Portón	73
Términos cuspidales de la Formación Mulichinco.....	73
Miembro Pilmatué de la Formación Agrio.....	76
Miembro Avilé y base del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio	81
Paleoambiente y estratigrafía secuencial del Miembro Pilmatué en El Portón.....	83
Capítulo 8. Geoquímica y mineralogía de las muestras	86
Propiedades geoquímicas de las muestras.....	86
Métodos de análisis de rocas generadoras en laboratorio	86
Indicadores importantes	89
Evaluación de las muestras analizadas en el presente trabajo.....	91
Contenido de materia orgánica (TOC)	93
Hidrocarburos libres (S1).....	96
Hidrocarburos residuales (S2).....	98
CO ₂ liberado por el craqueo del kerógeno (S3).....	100
Temperatura de máxima producción (<i>T_{max}</i>).....	100
Índice de saturación de petróleo (OSI).....	102
Índice de producción (PI).....	103
Índice de hidrógeno (HI).....	105
Índice de oxígeno (OI)	106
Tipo de kerógeno.....	108
Propiedades mineralógicas de las muestras.....	111
Capítulo 9. El Miembro Pilmatué en subsuelo	113
Situación hidrocarburífera de la localidad de El Portón.....	113
Pozos seleccionados para el análisis del Miembro Pilmatué en subsuelo.....	115
YPF.Nq.FM.x-3 (Filo Morado).....	116
YPF.Nq.FM.x-5 (Filo Morado).....	119
YPF.Nq.LCz.x-1 (Los Carrizos)	121
YPF.Nq.FDT.x-2 (Flanco del Trill)	123
YPF.Nq.FDT.x-3 (Flanco del Trill)	126
YPF.Nq.FM.x-40 (Filo Morado).....	128
YPF.Nq.EPn.x-3 (El Portón).....	130
Capítulo 10. El Miembro Pilmatué como <i>shale</i>	133

Deposición y estratigrafía.....	133
Profundidad de reservorio	135
Geoquímica	136
Petrofísica.....	142
Extensión areal	144
Mineralogía	147
Conclusiones y observaciones adicionales.....	150
Agradecimientos.....	152
Listado bibliográfico	153
Anexo A. Mapas geológicos de las localidades de trabajo	170
Anexo B. Esquema de la sección perfilada en El Portón	172
Anexo C. Descripciones de las secciones en lámina delgada	180
Muestra PO 04 (Formación Mulichinco)	180
Muestra PO 06 A (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio).....	181
Muestra PO 21 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio).....	184
Muestra PO 30 X (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio).....	185
Muestra PO 31 A (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio).....	186
Muestra PO 43 (Miembro Avilé de la Formación Agrio)	188
Anexo D. Observaciones producto del análisis de EDS	190

Figuras de la portada

- *Pelitas negras de los niveles basales del Miembro Pilmatué en la localidad de Mina San Eduardo.*
- *Muestra del Miembro Pilmatué en la localidad de El Portón con hidrocarburo impregnado.*

Introducción

La cuenca Neuquina se encuentra ubicada en la región centro-oeste de Argentina. Se desarrolla mayormente en la provincia de Neuquén, pero también abarca el sur y suroeste de la provincia de Mendoza, norte y noroeste de la provincia de Río Negro y el suroeste de la provincia de La Pampa. Sus límites están marcados al oeste por la cordillera de los Andes, al sur por el macizo Nordpatagónico y al noreste por el sistema de la sierra Pintada. La cuenca alcanza 7000 m de espesor en territorio neuquino y abarca una superficie de más de 150000 km² (Legarreta y Gulisano 1989, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). Como cubeta sedimentaria, es considerada una cuenca de retroarco multiepisódica, desarrollada mayormente durante el Mesozoico y representa la principal cuenca petrolífera y gasífera del sur de Sudamérica, gracias al elevado volumen de petróleo crudo y gas natural almacenados en su interior.

Dentro de un sistema petrolero se pueden identificar tres elementos esenciales: roca generadora, reservorio y sello, además de cuatro procesos: generación, migración, entrapamiento, acumulación y preservación (Magoon y Dow 1994). Este sistema es aplicable a los reservorios convencionales, los cuales se definen como aquellos que pueden generar un volumen comercial y económico de hidrocarburos sin que sea necesario aplicar estimulaciones y/o procesos especiales a escala areal (Holditch 2003). Un reservorio no convencional es aquel que, en contraposición a los convencionales, necesita de estimulaciones o procesos masivos para lograr una producción económicamente rentable. En los reservorios no convencionales de tipo *shale*, la roca generadora es la misma que almacena los hidrocarburos, además estos sistemas no requieren sellos ni procesos de migración y entrapamiento para generar acumulaciones rentables.

En la década del '70, el departamento de energía de Estados Unidos comenzó una serie de estudios denominados “*Shale Gas Project*” para caracterizar geológica y geoquímicamente los potenciales reservorios no convencionales. En la década del '80, comenzó la producción económica del *shale* de Barnett, el primer reservorio no convencional en Estados Unidos. El auge mundial de los reservorios *shale gas/oil* es bastante reciente gracias al desarrollo de estos yacimientos con pozos horizontales y los avances en la tecnología de las fracturas hidráulicas masivas.

El estudio de los reservorios no convencionales en Argentina, fue iniciado por YPF S.A. en el año 2007, desarrollándose el análisis de la Formación Vaca Muerta como reservorio de tipo *shale* (Lanusse *et al.* 2012, Askenazi *et al.* 2013, Gutiérrez Schmidt *et al.* 2014, Stinco y Barredo 2014b, Sales *et al.* 2014a) y posteriormente el de la Formación Los Molles bajo el mismo enfoque (Sales *et al.* 2014b). Actualmente, las formaciones Vaca Muerta y Los Molles son las principales unidades productoras de *shale oil* y *shale gas* en la cuenca Neuquina.

En el año 2014, el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio obtuvo producción de *shale oil* del pozo YPF.Nq.FM.x-40 perforado en el yacimiento Filo Morado, sin embargo, hasta el momento no se ha realizado un estudio en detalle sobre su potencial para ser un reservorio no convencional.

El objetivo del presente trabajo, es caracterizar al Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Valanginiano tardío–Hauteriviano temprano) en la región de la fosa de Chos Malal, para determinar su potencial como reservorio no convencional de tipo *shale*.

Capítulo 1. La cuenca Neuquina y su evolución

La cuenca Neuquina es una cuenca de retroarco multiepisódica, ubicada en la región centro-oeste de Argentina (Fig. 1.1) y desarrollada principalmente durante el Mesozoico (Fig. 1.2). Alcanza un espesor de 7000 m y se distribuye en un área de 150000 km², estando delimitada al oeste por la cordillera de los Andes, al sur por el macizo Nordpatagónico y al noreste por el sistema de la sierra Pintada (Legarreta y Gulisano 1989, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). Ocupa gran parte del territorio de la provincia de Neuquén, alcanzando también el sur y suroeste de Mendoza, norte y noroeste de Río Negro y el suroeste de La Pampa.



Figura 1.1. Límites de la cuenca Neuquina (línea discontinua blanca).

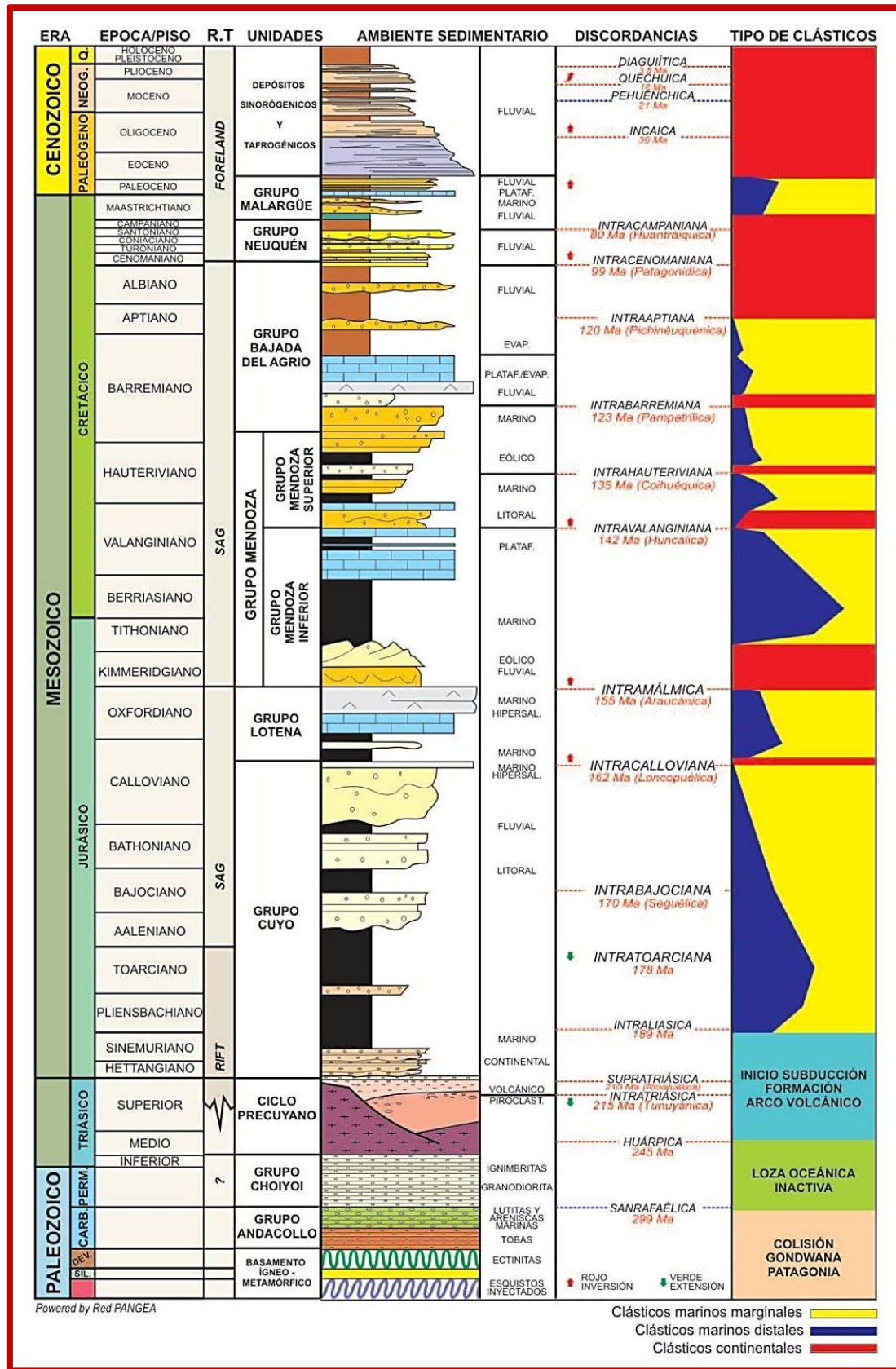


Figura 1.2. Columna sedimentaria sintética del relleno de la cuenca Neuquina, con las discordancias y los eventos tectónicos asociados (tomado de Arregui 2011).

Basamento de la región

El basamento de la provincia de Neuquén se puede dividir en tres sectores independientes. El primero de ellos corresponde al norte de la cordillera Patagónica donde está expuesta la faja batolítica occidental, el segundo involucra los granitoides de la cordillera del Viento en la precordillera de Neuquén y el tercero corresponde a la dorsal de Huincul (Ramos *et al.* 2011).

En una sección N-S de la cuenca (Fig. 1.3) se puede ver la estructura del basamento y su influencia en el relleno sedimentario posterior.

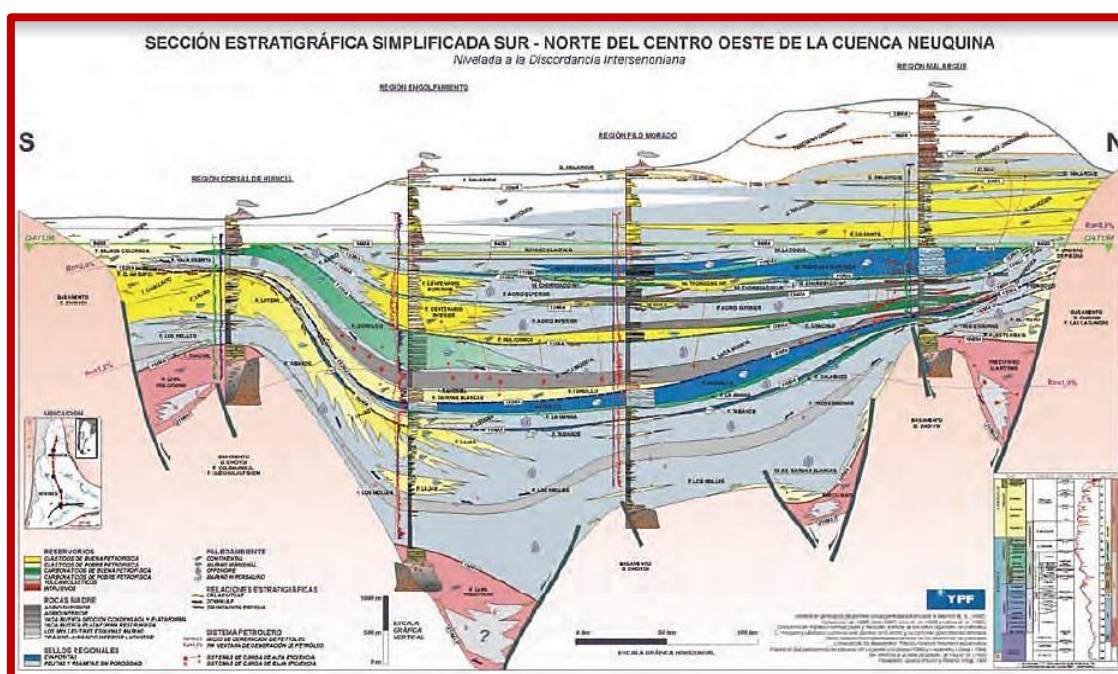


Figura 1.3. Esquema de la cuenca Neuquina en sentido S-N (tomado de Brisson 2015).

Con respecto a la cordillera Patagónica Septentrional, los primeros trabajos sobre el basamento de Neuquén reconocían dos unidades diferentes. Una de mayor grado asignada a la Formación Colohuincul (Turner 1965) y otra de menor grado, la Ecticitnica Piedra Santa de edad devónica (Digregorio y Uliana 1980).

Basei *et al.* 1999 proponen una edad de 360 Ma para las metamorfitas de la Formación Colohuincul por dataciones U-Pb en cercanías del lago Gutiérrez. Ramos *et*

al. (2010) obtuvieron una edad U-Pb de 364 Ma para la Ectinita Piedra Santa en la cuesta del Rahue confirmando su edad devónica. Edades de granitoides de 395 ± 4 Ma y 401 ± 4 Ma obtenidas por Pankhurst *et al.* (2006) indican la importancia del magmatismo devónico en el sector septentrional de la cordillera Patagónica. Al sur de Neuquén, la acreción en el margen pacífico habría empezado a los 340 Ma (Willner *et al.* 2009).

En la precordillera Neuquina Sur afloran tonalitas y granodioritas calcoalcalinas (Leanza 1992, Franzese 1995) que se corresponderían con la parte más externa del Batolito Patagónico, pero estas no tienen la foliación y deformación que lo caracterizan. La edad de estas rocas se ha establecido en $313,6\pm 6$ Ma (Garrido *et al.* 2008).

En la precordillera Neuquina Norte, las rocas paleozoicas que afloran en la cordillera del Viento (Fig. 1.4) han sido reconocidas primeramente por Zollner y Amos (1955, 1973). La unidad más antigua corresponde a los esquistos pirofílicos de la Formación Arroyo el Hauque de edad devónica y a grauvacas de la Formación Huaraco de edad carbonífera tardía (Zappettini y Dalponte 2009). Las grauvacas corresponderían a un ambiente extensional coetáneo con el emplazamiento de riolitas fluidales en una secuencia de tobas, datada en $327,9\pm 2$ Ma (Suárez *et al.* 2008). Una importante discordancia separa estas rocas de las tobas riolíticas pérmicas de la Formación La Premia, asignada a la orogenia sanrafaélica por Llambías *et al.* (2007).

Las rocas paleozoicas preservadas en esta región indicarían la presencia de un arco magmático a los 328 Ma dominado por un ambiente extensional de retroarco (Ramos *et al.* 2011). Esas condiciones extensionales se interrumpen por los esfuerzos compresivos de la orogenia Sanrafaélica antes de los 287 Ma, cuando se emplaza el Granito Huingancó, al que le siguen riolitas y tobas ácidas en un ambiente extensional (Ramos *et al.* 2011).



Figura 1.4. Basamento aflorante en la zona norte de la provincia de Neuquén, dentro de la serranía conocida como cordillera del Viento (tomado de Llambías y Sato 2011).

Los estudios estructurales de subsuelo llevados a cabo mediante sísmica 3D han confirmado las orientaciones este–oeste de las estructuras, las cuales fueron observadas en el pasado por Windhausen (1914) y denominadas como estructuras aberrantes al rumbo andino. Los estudios detallados de la estructura en el subsuelo de las rocas previas al Grupo Choiyoi realizados por Mosquera y Ramos (2006), permitieron delimitar la deformación gondwánica del basamento debido a la colisión del terreno Patagonia en el Pérmico inferior.

Evolución tectónica y sedimentaria

La evolución tectónica de la cuenca Neuquina inicia en el sector norte con una subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana durante el Carbonífero medio, caracterizado por un régimen extensional en el retroarco, el cual pudo haber estado asociado a un retroceso de la trinchera oceánica (Ramos 2010) y haber sido

responsable de la migración del arco hacia el margen pacífico a los 310 Ma. Un cambio en el régimen de extensional a compresivo llevaría a la orogenia Sanrafaélica durante la cual se emplazarían las rocas calcoalcalinas posttectónicas vinculadas al Granito Huingancó a los 287 Ma (Llambías *et al.* 2007). Luego se inicia una nueva extensión generalizada vinculada al empinamiento de la placa subductada (Ramos y Folguera 2010).

El sector sur comprendido en la cordillera Patagónica norte de Neuquén tiene una historia independiente, ya que el basamento de este sector correspondería a la placa patagónica, la cual no se encontraría adosada al margen de Gondwana Occidental para el Devónico (Ramos *et al.* 2011). El bloque patagónico es atravesado por la faja batolítica occidental, interpretada como un arco magmático de edad devónica a carbonífera inferior que llegaría hasta el sur de la Patagonia (Pankhurst *et al.* 2006, Ramos 2008). Este arco magmático se interrumpe por una colisión carbonífera media a superior con un bloque continental ubicado más hacia el suroeste, el cual podría estar representado por el macizo del Deseado (Pankhurst *et al.* 2006).

La evolución durante el Ciclo Gondwánico culmina con la colisión de Patagonia a partir del Pérmico basal (Ramos 1984, 2008), con la intensa deformación penetrativa en el basamento de la región de la dorsal de Huincul evidenciada a ambos márgenes de la sutura patagónica (von Gosen 2003, Rapalini *et al.* 2010).

Finalizada la fase Sanrafaélica, asociada a un corto periodo de subducción horizontal en el sector septentrional de Neuquén y a la colisión de la Patagonia, comienza una etapa de extensión generalizada vinculada a un volcanismo ácido (Kay *et al.* 1989). Éste se caracteriza por *plateaux* riolíticos extensos y flujos ignimbríticos (Llambías y Sato 1990, 1995). Las rocas de este periodo se asocian en general al Grupo Choiyoi del permotriásico, el cual cubre gran parte de la cuenca Neuquina.

La subsidencia tectónica por extensión continúa hasta el Jurásico Inferior y es fuertemente controlada por la fábrica del basamento, la cual muestra una orientación noroeste que caracteriza los depocentros más australes y está asociada a la fábrica desarrollada por la colisión de Patagonia (Franzese y Spalletti 2001). Los restantes depocentros están controlados por la fábrica generada por deformación dúctil del basamento desarrollada durante la acreción paleozoica de los terrenos de Cuyania y Chilenia al margen gondwánico (Ramos y Kay 1991).

El Triásico estuvo dominado por extensión generalizada asociada a la desintegración de Pangea, perdurando la misma hasta el Jurásico basal (Ramos *et al.* 2011). La subducción en este momento era prácticamente inexistente y no se han encontrado evidencias de productos magmáticos calcoalcalinos asociados a subducción (Kay 1993).

El magmatismo continuó durante el Triásico tardío al Jurásico temprano, desarrollándose dentro de depocentros aislados limitados por fallas de tipo hemigraben (Fig. 1.5), que de acuerdo con Llambías *et al.* (2007) indicarían el fin del Ciclo Gondwánico, asociado a la fase diastrófica Huárpica, para dar comienzo al Ciclo Andino y a la etapa de *rift* (Mosquera y Ramos 2005). El relleno de los hemigrábenes, principalmente de carácter volcánico y volcanoclástico, sólo es alterado en el engolfamiento Neuquino donde se desarrollan sistemas lacustres y continentales asociados y arealmente restringidos conocidos como depocentros Llantenes, Puesto Kauffmann y China Muerta (Arregui *et al.* 2011), en el caso de Puesto Kauffmann con generación de hidrocarburos probada (Carbone *et al.* 2011). Los depósitos de esta primera etapa de la cuenca se agrupan de forma genérica en el Ciclo Precuyano (Gulisano 1981).

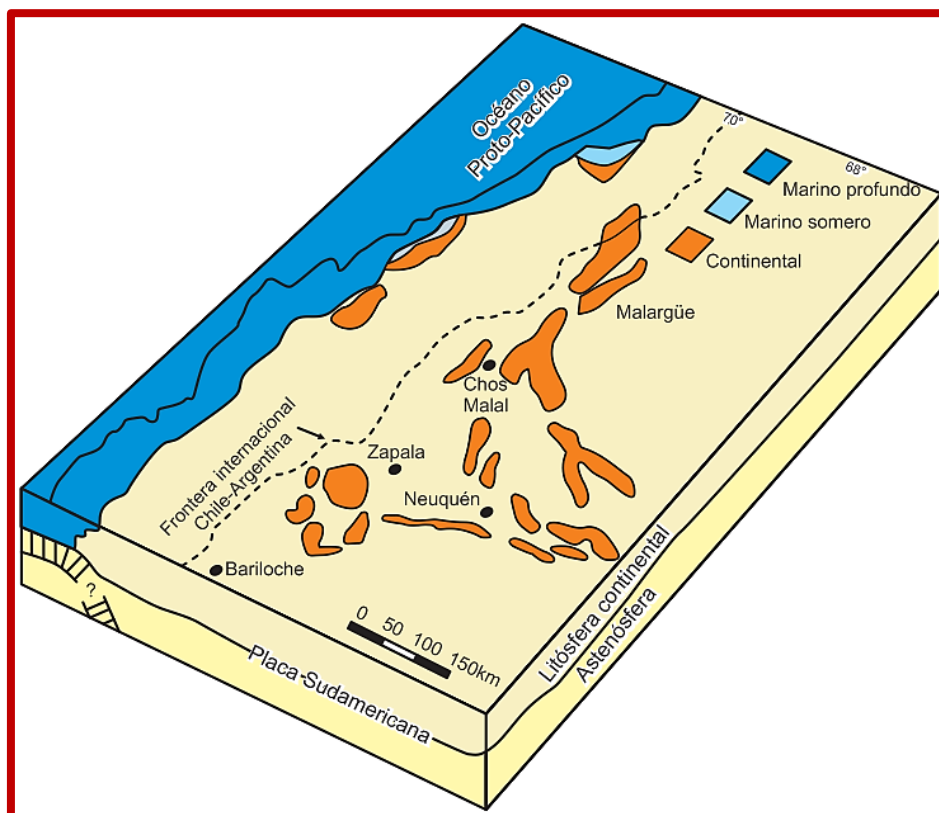


Figura 1.5. Esquema de la cuenca para el Triásico tardío–Jurásico temprano, caracterizado por un estadio de *rift* previo a la subducción que provocó una serie de depocentros alargados (modificado de Howell *et al.* 2005).

La subducción comienza en el Jurásico Inferior entre los 190 y 185 Ma con la apertura del océano Índico que marca la separación de Gondwana Occidental y Oriental, vinculada al desarrollo de la pluma de Karoo a los 183 Ma (Mpodozis y Ramos 2008).

La primera ingesión del mar se produce en el sur de Mendoza durante el Sinemuriano–Hettangiano, a través del estrecho de Curepto (Vicente 2005) y en Neuquén durante el Pliensbachiano–Toarciense (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). El ingreso de este mar fue afectado inicialmente por la disposición de los depocentros de la etapa de *rift*, controlando los espesores de sus depósitos y su distribución areal, pero posteriormente la inundación se expandió de manera más generalizada sobrepasando los relieves previos. Los depósitos de esta primera ingesión marina,

producidos entre el Sinemuriano y el Hettangiano conforman el Grupo Cuyo (Dellapé *et al.* 1978). El mismo está integrado por un conjunto de rocas clásticas que representan ambientes marinos distales de la Formación Los Molles (Weaver 1931) (Figs. 1.6 y 1.7), litorales de la Formación Lajas (Weaver 1931) (Fig. 1.8), continentales de las formaciones Challacó (De Ferrariis 1947) y Punta Rosada (Digregorio 1972) y evaporíticos de la Formación Tábanos (Stipanovic 1966) entre otras unidades. Representa un ciclo completo transgresivo–regresivo de segundo orden que posee oscilaciones menores de avances y retrocesos de la línea de costa, las cuales permitieron su subdivisión en 7 secuencias depositacionales de tercer orden (Legarreta y Gulisano 1989).

Durante el Jurásico, el sur de la cuenca influenciado por la dorsal de Huincul se comportó como un área tectónicamente activa, con un aporte anormal de sedimentos que condicionó una gran propagación de depósitos proximales durante el desarrollo del Grupo Cuyo desde el Jurásico Medio temprano, que en el sector norte de la cuenca se manifiesta en el Jurásico Medio tardío (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995).

Suárez (2016) ha propuesto recientemente un modelo de metamorfismo diastaternal de muy bajo grado para el Ciclo Precuyano y la base del Grupo Cuyo, producto de estudios realizados en rocas aflorantes de la cordillera del Viento, cuesta del Rahue y cordillera de Chachil.



Figura 1.6. Vista de la Formación Los Molles en contacto con las sedimentitas volcánicas del Ciclo Precuyano en la zona del Morro del Águila, provincia de Neuquén.



Figura 1.7. Vista de la Formación Los Molles sobre la Ruta Nacional 40 en cercanías de la Jardinera, provincia de Neuquén.



Figura 1.8. Vista de la Formación Lajas en la zona de arroyo Covunco, provincia de Neuquén.

El siguiente ciclo sedimentario corresponde al Grupo Lotena (Leanza 1992) y abarca desde el Calloviano medio al Oxfordiano tardío, conocido también como Ciclo Loteniano–Chacayano (Groeber 1946). Está constituido por sedimentos silicoclásticos de la Formación Lotena (Weaver 1931), carbonatos de las formaciones La Manga (Stipanovic 1966) y Barda Negra (Digregorio 1972) y evaporitas de la Formación Auquilco (Weaver 1931) (Fig. 1.9).



Figura 1.9. Vista de la Formación Auquilco en la zona de la yesera del Tromen, provincia de Neuquén.

El Grupo Lotena experimenta una gran contracción en su área de sedimentación, alcanzando la dorsal de Huincul con un espesor muy reducido debido a la tectónica intracalloviana (Freije *et al.* 2002). A la base de este grupo se depositan importantes espesores de areniscas y conglomerados, desarrollándose luego una plataforma carbonática en su sección media, reconocida en los depósitos de la Formación La Manga y culminando con un episodio evaporítico de gran espesor en la región central de la cuenca, cuyos sedimentos se agrupan dentro de la Formación Auquilco.

El contraste entre calizas marinas normales y espesos paquetes de yeso implica una importante restricción del mar abierto Proto-Pacífico (Arregui *et al.* 2011).

A partir de este momento comienza el Ciclo Ándico (Groeber 1946), el cual involucra un importante cambio paleogeográfico y una etapa evolutiva diferente en el relleno de la cuenca Neuquina. Este ciclo está ubicado por encima de la discordancia Araucánica o Intramálmica (Leanza 2005).

El Ciclo Ándico comienza con la depositación del Grupo Mendoza (Stipanovic *et al.* 1968), el cual inicia con una continentalización completa de la cuenca representada por la Formación Tordillo (Stipanovic 1966) entre el Kimmeridgiano y el Titoniano basal, que posee espesores máximos adosados al arco volcánico y adelgazamiento hacia el antepaís. La ingresión marina subsiguiente ocurre entre el Titoniano y el Valanginiano temprano (Fig. 1.10), estando representada por la Formación Vaca Muerta (Weaver 1931) (Figs. 1.11 y 1.12) y equivalentes (Arregui *et al.* 2011).

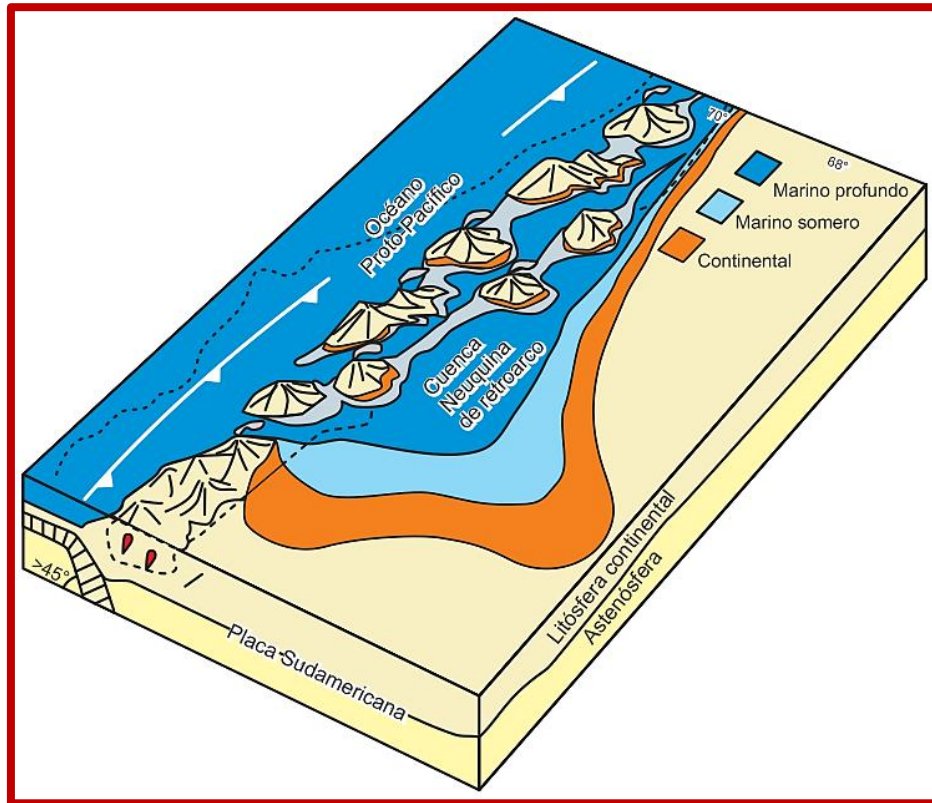


Figura 1.10. Esquema de la cuenca para el Jurásico–Cretácico temprano, caracterizado por una subducción en el margen oeste de Gondwana y el desarrollo del arco volcánico, periódicamente separada del océano por ascenso tectónico y caídas del nivel del mar (modificado de Howell *et al.* 2005).



Figura 1.11. Vista de la Formación Vaca Muerta en el anticlinal de Chorriaca, Pichi Neuquén, provincia de Neuquén.



Figura 1.12. Vista de la Formación Vaca Muerta en la Ruta Nacional 40 al norte de la localidad de Chos Malal, provincia de Neuquén.

Posteriormente, se desarrollaron alternancias de etapas de continentalización parciales y depósitos marinos someros y con extensión cada vez más restringida. En el Valanginiano se desarrolla la Formación Mulichinco (Weaver 1931) (Fig. 1.13), continuando con los depósitos marinos de la Formación Agrio, conformados por los miembros Pilmatué y Agua de la Mula (Weaver 1931, Leanza y Hugo 2001) (Figs. 1.14 y 1.15) acumulados entre el Valanginiano tardío y el Barremiano temprano, con un muy breve episodio de continentalización correspondiente al Miembro Avilé (Weaver 1931) de dicha unidad.



Figura 1.13. Vista de la Formación Mulichinco en la zona de Puerta Curaco, provincia de Neuquén.



Figura 1.14. Vista del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en cercanías de la mina San Eduardo, provincia de Neuquén.



Figura 1.15. Vista del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio en su localidad tipo, provincia de Neuquén.

A partir del Aptiano, se deposita el Grupo Bajada del Agrio (Leanza 2003), integrado por la Formación Huitrín (Uliana *et al.* 1975) del Aptiano inferior-Albiano con sus diferentes miembros marinos marginales, continentales y evaporíticos (Figs. 1.16 y 1.17) y la Formación Rayoso (Fig. 1.19) del Albiano-Cenomaniano inferior (Herrero Ducloux 1946), conformada por intercalaciones de evaporitas y capas rojas.



Figura 1.16. Vista de los miembros Agua de la Mula de la Formación Agrio y Troncoso de la Formación Huitrín en el anticlinal Pampa Trill, provincia de Neuquén.



Figura 1.17. Vista del Miembro La Tosca de la Formación Huitrín en las cercanías de la localidad de Bajada del Agrio, provincia de Neuquén.

A partir de este momento inicia una nueva etapa en la historia de la cuenca y ya no se registran nuevas ingresiones marinas desde el oeste. La evolución conocida de la cuenca marca, luego de la máxima expansión del depocentro producida a fines del Jurásico-inicios del Cretácico, una disminución progresiva del espacio de sedimentación hasta su definitiva continentalización (Arregui *et al.* 2011).

Se atribuye esta evolución de la cuenca al paulatino cambio del vector de convergencia de la placa oceánica desde la etapa Aluk de orientación oblicua al margen continental en el inicio del Jurásico, hasta la etapa de reorganización con la placa de Nazca, de orientación ortogonal a fines del Cretácico (Mosquera y Ramos 2005) y con menor ángulo de inclinación de la loza subductada (Tunik *et al.* 2010).

Estos cambios son los que marcan el final de la etapa de subsidencia térmica y el comienzo de la subsidencia flexural debido al alzamiento de la cordillera de los Andes que clausura definitivamente la conexión con el océano Pacífico.

Durante gran parte del Jurásico hasta el Cretácico Inferior, el área estuvo sometida a subducción con régimen extensional, controlada posiblemente por la velocidad absoluta de la placa de Gondwana Occidental (Ramos 1999, 2010), hasta la separación definitiva entre América del Sur y África, durante el desarrollo de la pluma de Paraná y la apertura final del océano Atlántico Sur (Mpodozis y Ramos 2008).

Durante el Cretácico Superior, la renovada actividad tectónica en los Andes convirtió a la cuenca Neuquina en una cuenca de antepaís (Ramos 1981) (Fig. 1.18). En el transcurso de esta etapa, se produjo la acumulación de los depósitos reunidos por Groeber (1946) en el Ciclo Riográndico. Este ciclo comprende a los subciclos Neuqueniano y Malalhueyano (Groeber 1946), que se corresponden con los Grupos Neuquén y Malargüe respectivamente.

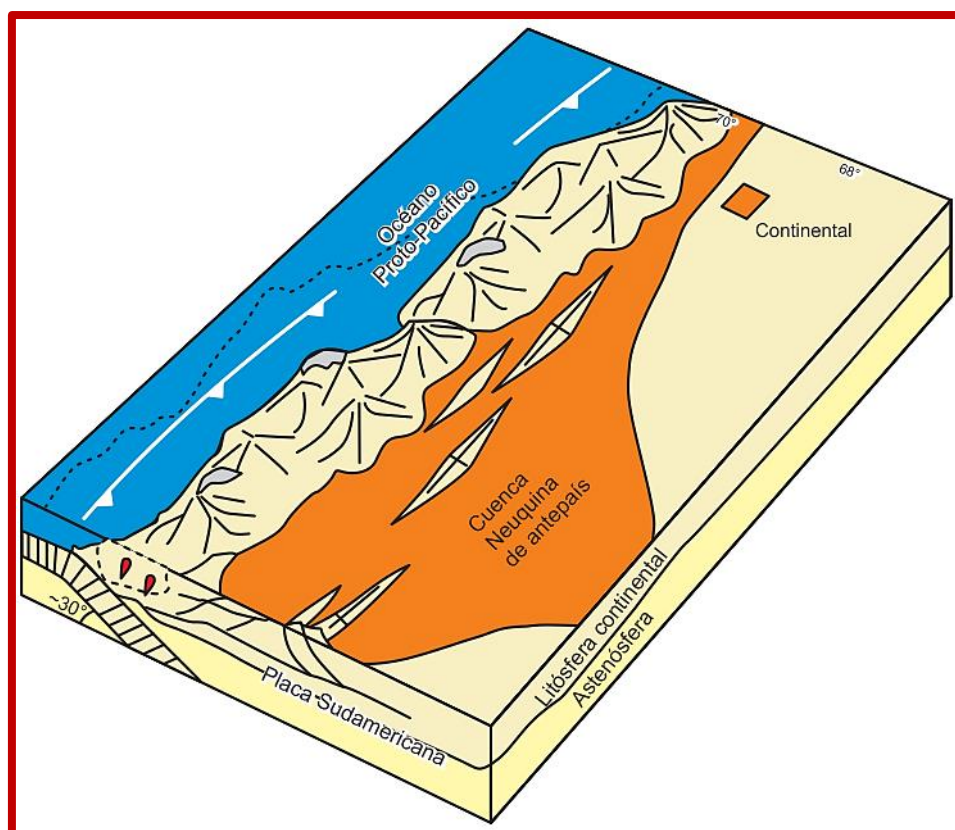


Figura 1.18. Esquema de la cuenca con el levantamiento de los Andes para el Cretácico tardío. En esta etapa se desarrolla la cuenca de antepaís casi totalmente continental, salvo por la ingresión marina del océano Atlántico del Campaniano-Paleoceno (modificado de Howell *et al.* 2005).

Los depósitos continentales de origen fluvial, eólico y lacustre somero correspondientes al Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.* 1968) (Figs. 1.19 y 1.20), desarrollado entre el Cenomaniano temprano y el Campaniano medio (Cretácico Superior), marcaron el inicio del levantamiento orogénico y corresponden a los primeros depósitos sinorogénicos de la cuenca de antepaís (Ramos 1981).

Estos depósitos contienen circones que indican la exhumación de los granitoides del arco magmático y su desarrollo al pie del frente orogénico de edad cenomaniana (Tunik *et al.* 2010).

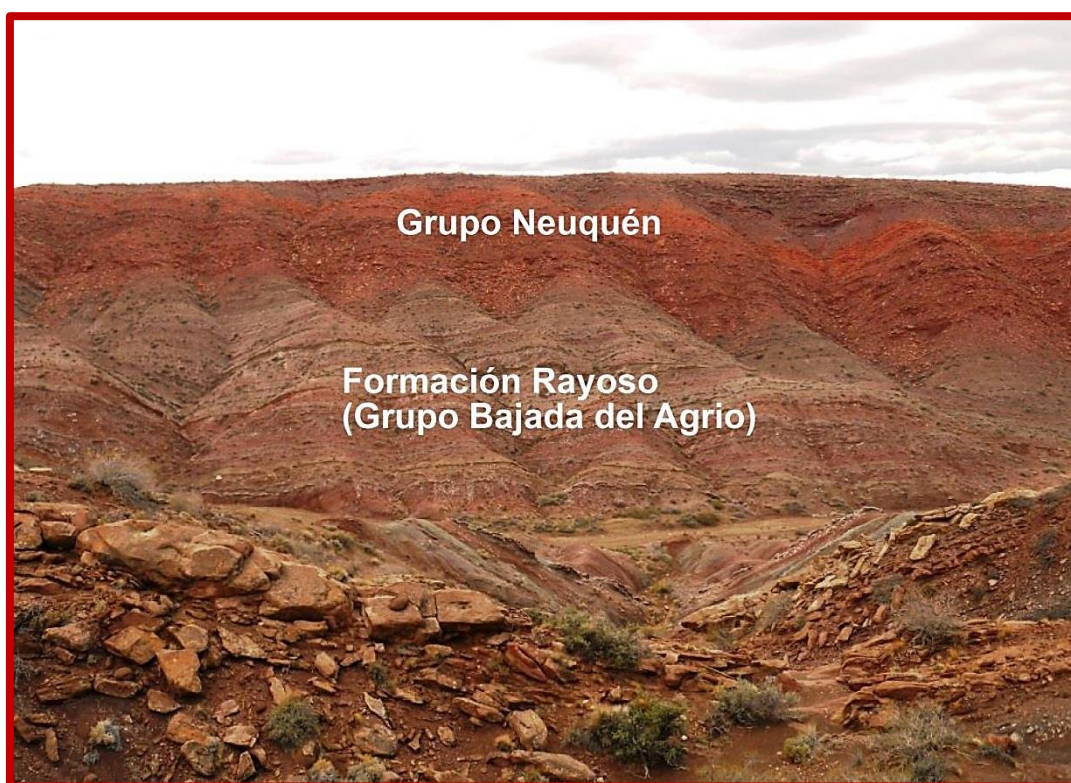


Figura 1.19. Vista del techo de la Formación Rayoso del Grupo Bajada del Agrio y la base del Grupo Neuquén en la zona de Portal de los Monos, provincia de Neuquén.



Figura 1.20. Vista de niveles cercanos al techo del Grupo Neuquén en el valle de la Luna Rojo, en el área natural protegida de Paso Córdoba, al suroeste de la localidad de General Roca, provincia de Río Negro.

A fines del Campaniano, se produce la primera ingesión marina del Atlántico en territorio neuquino, producto del proceso de apertura y separación entre África y Sudamérica, ya con una pendiente regional inclinada hacia el este y vinculada a un ascenso eustático global (Rodríguez 2011). Esta ingesión está representada por el Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé 1981) (Figs. 1.21 y 1.22), depositado entre el Campaniano y el Paleoceno, el cual avanzó bastante más hacia el oeste que el actual frente andino (Aguirre Urreta *et al.* 2011). Este avance estuvo acompañado por una expansión del arco magmático hacia el este, el cual durante el Paleógeno se ubicaría a lo largo de la precordillera Neuquina, con sus típicas rocas de arco magmático (Llambías y Rapela 1988, Franchini *et al.* 2003, Kay *et al.* 2006). Esta deformación habría completado el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio para el Paleógeno (Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2010).



Figura 1.21. Vista de la Formación Allen (Andreis *et al.* 1974) del Grupo Malargüe, en el área natural protegida de Paso Córdoba, al sur de la localidad de General Roca, provincia de Río Negro.



Figura 1.22. Vista de la Formación Roca (Weaver 1927) del Grupo Malargüe, en una cantera de yeso ubicada al noroeste de la localidad de General Roca, provincia de Río Negro.

La presencia de rocas basálticas de intraplaca de esta edad, marcan un cambio en el régimen de subducción (Ramos *et al.* 2011). Este cambio evidenció un periodo de disminución de la velocidad absoluta de la placa superior (Kay *et al.* 2006), que coincide con el empinamiento de la placa (Ramos y Folguera 2005) y una consecuente etapa de extensión que abarca desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior. Durante este periodo se desarrollan cuencas extensionales (Ramos *et al.* 2011), las cuales son rellenadas por depósitos volcánicos y volcanoclásticos (Fig. 1.23).



Figura 1.23. Vista de la Formación Cerro Bandera (Leanza y Hugo 1997) del Oligoceno superior-Mioceno inferior, en la ladera del cerro homónimo, provincia de Neuquén.

A fines del Mioceno ocurre la orogenia Quechua, definida por Steinmann (1910). Este importante levantamiento fue descrito por Yrigoyen (1972, 1979) como la orogenia principal de deformación y levantamiento de los Andes. Esta fase de deformación levanta el dorso de Los Chihuidos (Mosquera y Ramos 2006) y produce la

estructura final de la faja plegada y corrida del Agrio (Zapata y Folguera 2005) y de los sectores ubicados al sur de la misma (García Morabito *et al.* 2011).

La fosa de Loncopué, desarrollada entre el Plioceno tardío y el Cuaternario (Ramos 1978), es un rasgo que caracteriza a los Andes Neuquinos. Este sector de los Andes presenta una faja plegada y corrida del Agrio fósil y una región interna con características extensionales que delimita a la fosa (Ramos *et al.* 2011). La mitad sur preserva su relieve negativo producido por el régimen extensional que se produjo por un empinamiento de la placa luego de la orogenia Quechua (Ramos y Folguera 2005).

La secuencia sedimentaria de la cuenca, la completan depósitos eólicos, fluviolacustres, volcánicos y glaciares, generados entre el Plioceno y el Holoceno (Fig. 1.24).



Figura 1.24. Vista de los depósitos fluvio-glaciares correspondientes al Pleistoceno, sobre la Ruta Provincial 21 en cercanías de la localidad de Loncopué, provincia de Neuquén.

Capítulo 2. Regiones morfoestructurales de la cuenca

En la cuenca Neuquina se reconocen seis regiones morfoestructurales (Fig. 2.1). La fosa de Loncopué, la faja plegada y corrida del Agrio, el dorso de Los Chihuidos, la plataforma Nororiental, el engolfamiento Neuquino y la dorsal de Huincul.

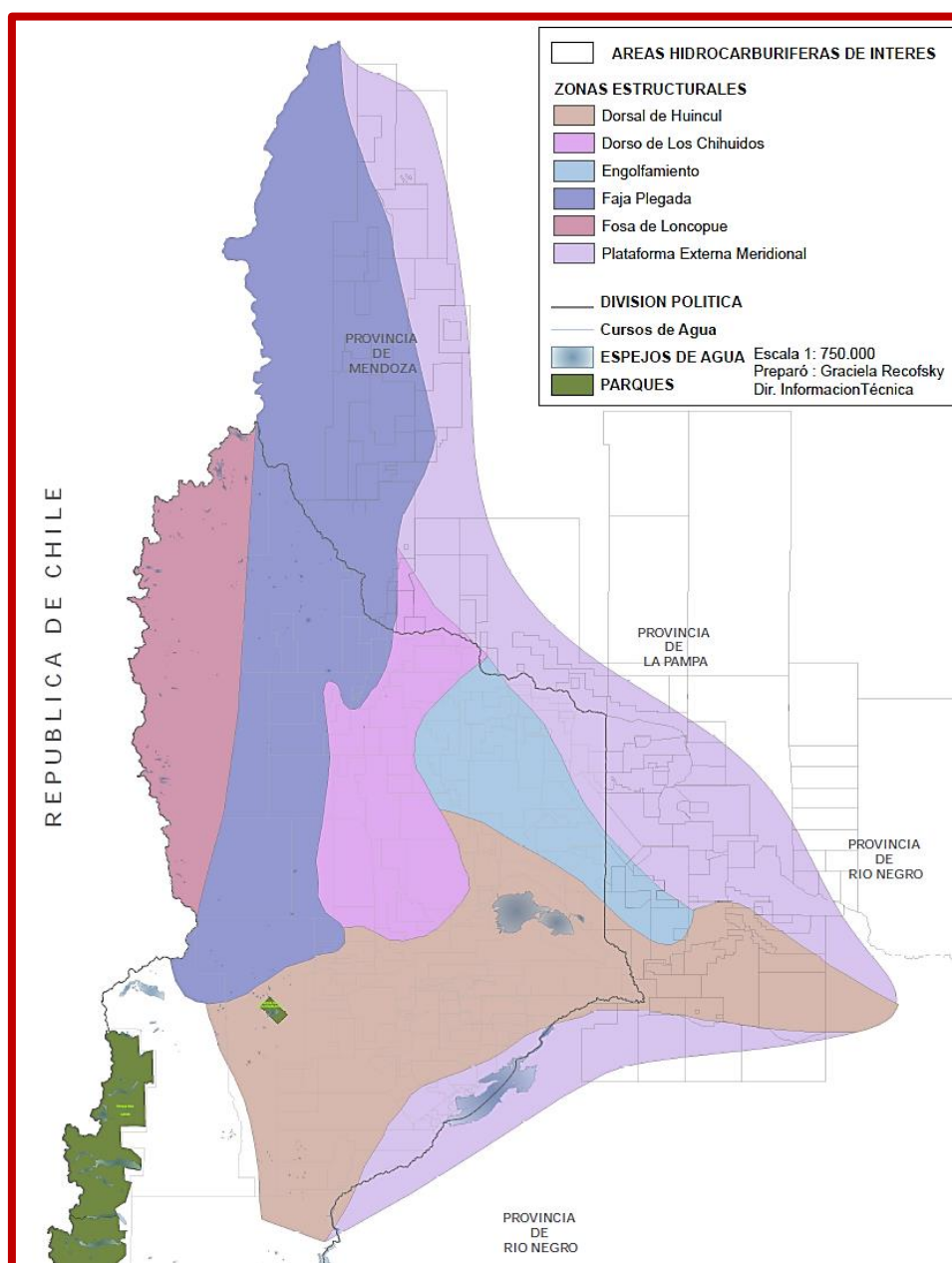


Figura 2.1. Regiones morfoestructurales de la cuenca Neuquina (tomado de la página web de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén: hidrocarburos.energianequen.gov.ar).

Fosa de Loncopué

La fosa de Loncopué constituye una depresión que se encuentra asociada al emplazamiento de un importante volcanismo basáltico cuaternario, en un contexto de tectónica extensional (Ramos 1978). Se localiza en el retroarco neuquino, entre los 36°30' y los 39° de latitud sur, entre los Andes Centrales Australes y la Cordillera Patagónica (Rojas Vera *et al.* 2011). La fosa presenta un atenuamiento cortical de la corteza inferior, que alcanza un espesor anómalo de 30 km debajo de la misma (Yuan *et al.* 2006).

Faja plegada y corrida del Agrio

La faja plegada y corrida del Agrio fue originalmente definida como fosa del Agrio por Braccacini (1970) y se encuentra ubicada en el oeste de la provincia de Neuquén. Se considera que sus límites son las localidades de Chos Malal y Las Lajas en sentido N-S, la fosa de Loncopué al oeste y el dorso de Los Chihuidos al este. Se caracteriza por una intensa deformación con desarrollo de anticlinales y sinclinales afectados por fallas de rumbo general N-S (Casadío y Montagna 2015). La faja plegada y corrida del Agrio constituyó uno de los principales depocentros de la cuenca y por causa de la compresión andina, muchos tramos de la sucesión presentan un excelente nivel de exposición (Zapata y Folguera *et al.* 2005).

En la faja se reconocen dos instancias de deformación con dos zonas bien definidas (Zapata y Folguera *et al.* 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006). Una zona interna, con su estructura controlada por grandes bloques de basamento y una externa controlada por grandes trenes estructurales de deformación epidérmica (Casadío y Montagna 2015). La figura 2.2 muestra un corte O-E desde la faja plegada y corrida del Agrio hasta la plataforma Nororiental.

Plataforma Nororiental

Al estar ubicada en el borde de cuenca, la cubierta sedimentaria en esta región es relativamente delgada, de unos 2000 m, disminuyendo hacia el noreste (Casadío y Montagna 2015). Su estructura está dada por el movimiento diferencial de bloques del basamento producidos por esfuerzos extensionales, los cuales estuvieron activos durante la mayor parte de la historia geológica de esta parte de la cuenca (Legarreta *et al.* 1999).

Su relleno sedimentario representa la columna sedimentaria tipo de la cuenca bastante completa, con los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio. Las facies en algunas formaciones, son más proximales que en la faja plegada y corrida del Agrio, pero aun así se encuentran importantes espesores de pelitas (Vergani *et al.* 2011).

Engolfamiento Neuquino

En el engolfamiento Neuquino se produce un fuerte acñamiento de toda la columna sedimentaria en comparación con la plataforma Nororiental, en especial de las unidades del Jurásico Inferior correspondientes a los Grupos Cuyo y Lotena, en el flanco oriental del engolfamiento (Vergani *et al.* 2011). El engolfamiento Neuquino se encuentra limitado al noreste por el tren estructural El Caracol-Charco Bayo y al sur por el flanco norte de la dorsal de Huincul (Casadío y Montagna 2015).

La deformación en este ambiente geológico está representada principalmente por fallamiento extensional con un leve componente de desplazamiento de rumbo. La cobertura conforma pliegues supratenuos, narices estructurales de escaso tamaño y relieve estructural sobre las fallas (Vergani *et al.* 2011). La edad de esa deformación es principalmente cretácica.

El registro sedimentario en este sector es muy completo y de espesor importante, ya que los procesos erosivos asociados con discordancias estratigráficas o tectónicas en

otros sectores de la cuenca, no afectaron mayormente a la sedimentación en esta región (Casadío y Montagna 2015).

La figura 2.3 muestra un corte O-E desde el engolfamiento Neuquino hasta la plataforma Nororiental.

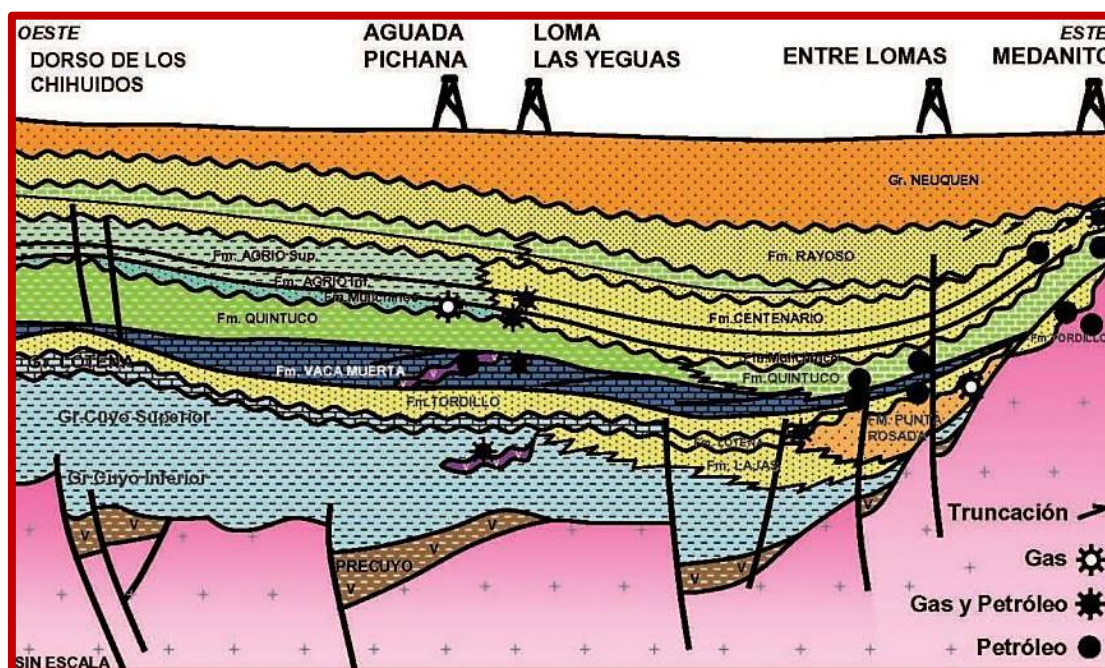


Figura 2.3. Sección geológica esquemática del engolfamiento Neuquino, entre el dorso de Los Chihuidos y la plataforma Nororiental (tomado de Vergani *et al.* 2011).

Dorsal de Huincul

La dorsal de Huincul conforma un lineamiento estructural de 300 km de longitud ubicado a los 39°S, con una orientación E-O transversal al orógeno Andino. Su actividad tectónica durante el Jurásico, Cretácico y en menor medida en el Cenozoico controló la sedimentación al sur de la cuenca Neuquina, desarrollando una gran cantidad de estratos de crecimiento y discordancias (Silvestro y Zubiri 2008).

La evolución tectónica de la dorsal de Huincul estuvo marcada por dos factores principales, por un lado las anisotropías del basamento que controlaron la orientación y estilos estructurales de la deformación de intraplaca y por otro lado, la dinámica del

margen convergente pacífico, que definieron tres ciclos de deformación de la dorsal (Mosquera y Ramos 2006).

La deformación de la dorsal tuvo su máxima expresión a partir del Jurásico Inferior (Toarciense) hasta el Cretácico Inferior (Valanginiense), cuando alcanza su máxima expansión. Durante un periodo de *rollback* positivo y un vector de convergencia oblicua desde el noroeste entre la paleoplaca de Aluk y la placa Sudamericana, se reactivaron corrimientos de edad pérmica inferior y depocentros extensionales del Triásico Superior–Jurásico Inferior (Mosquera y Ramos 2006). Esta deformación aprovechó una zona de debilidad cortical correspondiente a la sutura entre los terrenos de Patagonia y Gondwana Occidental. Esta sutura separó dos bloques con reologías distintas. El macizo Nordpatagónico, al sur, actuó como una resistencia a la deformación, propagándola hacia zonas externas del sistema y reactivando los lineamientos de una corteza más anisótropa y atenuada, ubicada al norte de la sutura (Silvestro y Zubiri 2008). La convergencia oblicua NO-SE dio lugar al desarrollo de diferentes dominios de deformación, caracterizados por compresión pura, inversión por compresión oblicua, transpresión y transcurrencia (Silvestro y Zubiri 2008). Este periodo de deformación continua se denominó estadio Aluk (Mosquera y Ramos 2006).

En el Cretácico Superior (Cenomaniano–Maastrichtiano) se produjo el segundo evento de deformación, también llamado estadio Farallón, asociado a una rotación antihoraria del campo de esfuerzos al O-E. Esto provocó una leve deformación en el sector axial y occidental del sistema de Huincul (Mosquera y Ramos 2006).

En el Neógeno se produjo el tercer evento de deformación, denominado estadio Nazca, que estuvo marcado por dos eventos puntuales. El más importante ocurrió en el Mioceno, asociado al desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio (Zamora Valcarce *et al.* 2006), cuando se produjo la exhumación del sector occidental de la dorsal y se

reactivaron las estructuras del sector axial central (Mosquera 2008). El segundo evento de edad pliocena, dio lugar al colapso extensional de las estructuras del sector axial (Mosquera y Ramos 2006).

La figura 2.4 muestra un corte S-N de la región de la dorsal de Huincul.

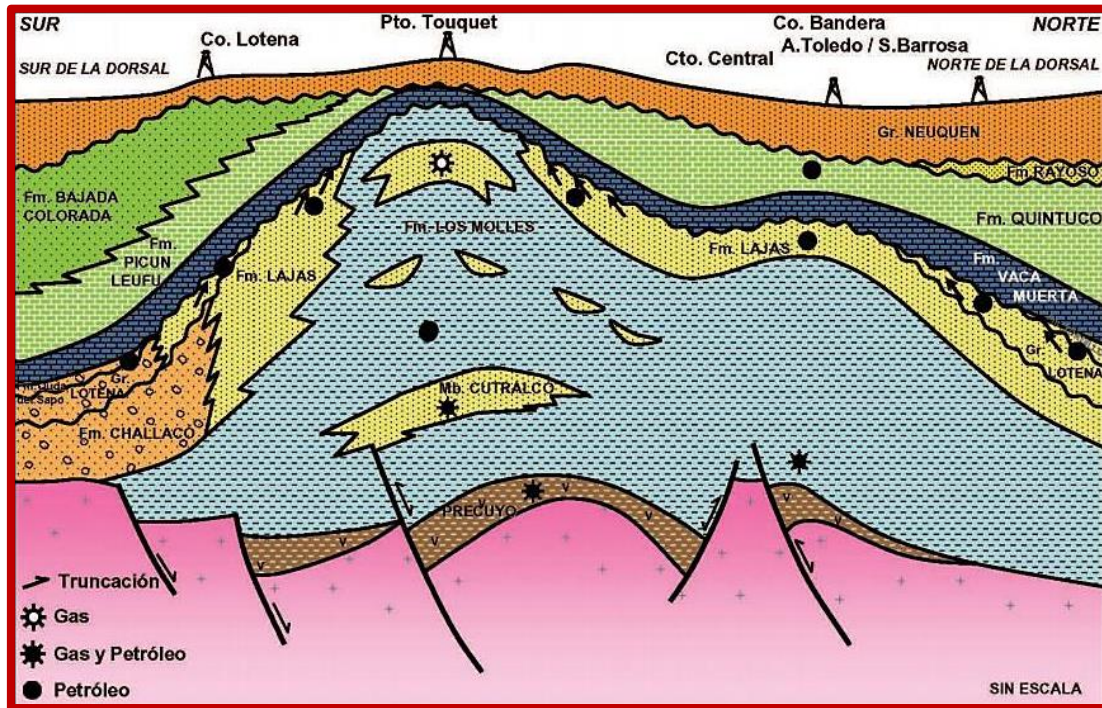


Figura 2.4. Sección geológica esquemática S-N de la región de la dorsal de Huincul (tomado de Vergani *et al.* 2011).

Capítulo 3. Rocas generadoras y sistemas petroleros

Intervalos generadores

A lo largo de la historia evolutiva de la cuenca Neuquina, se han desarrollado distintas facies generadoras de hidrocarburos, tanto en ambientes lacustres como marinos.

Durante el Ciclo Precuyano, numerosos depocentros configuraron la apertura inicial de la cuenca, algunos de los cuales desarrollaron facies lacustres ricas en materia orgánica (Brisson 2015). Estos depocentros se encuentran ubicados hacia los márgenes de la cuenca, donde ha sido comprobada la generación en las formaciones Llantenés y Puesto Kauffman (Villar *et al.* 2006, 2008). En los depocentros marginales se reconocen espesas secciones enriquecidas, con TOC de 1 a 6 wt.%, superando en algunos casos el 10 wt.% y predominio de kerógeno de Tipo I/III precursor de hidrocarburos líquidos (Villar *et al.* 2006, 2008). Los valores de hidrógeno pueden llegar a 900 mg HC/g TOC y la maduración térmica se encuentra en ventana de generación de petróleo, aunque en posiciones más profundas podrían estar en una madurez mayor (Legarreta y Villar 2011). En interior de cuenca, el Ciclo Precuyano se encuentra a gran profundidad y se desconoce el potencial generador de muchos hemigrábenes (Brisson 2015). Suárez (2016) propone que en aquellos depocentros donde habría existido metamorfismo diastaternal, las condiciones de reservorio podrían haberse visto desmejoradas por la compactación y la cristalización dentro de cavidades producto de dicho proceso.

En la mayor parte de la cuenca, la Formación Los Molles (Toarciano–Aaleniano) se encuentra en facies de ambiente marino a prodeltaico, lo cual se ve reflejado en una espesa sucesión de roca generadora de centenas de metros de espesor. La importante heterogeneidad de la topografía, dada por los hemigrábenes precuyanos, actuó sobre la

dispersión de los flujos clásticos, por lo que la unidad presenta grandes cambios en los contenidos de materia orgánica dependiendo de la ubicación en la cuenca. La Formación Los Molles tiene un promedio de TOC entre 1 y 5 wt.%, con valores pico de 9 wt.% (Legarreta y Villar 2011) y posee un aporte de material continental importante que le confiere características de mezcla de kerógenos Tipo II y Tipo III, precursores de petróleo parafínico liviano y condensado (Wavrek *et al.* 1994, Legarreta y Villar 2011). El volumen de hidrocarburos almacenado es muy bajo, debido a la muy temprana generación, que muchas veces ocurrió antes de la formación de trampas y sellos. Los hidrocarburos asignados a esta unidad, corresponden a gas en el interior de cuenca (Hechem *et al.* 2003) y petróleo en la dorsal de Huincul (Cruz *et al.* 2002, Villar *et al.* 2006) y en la plataforma Nororiental (Mosquera *et al.* 2009). La figura 3.1 muestra un mapa de espesor de facies generadoras para la Formación Los Molles.

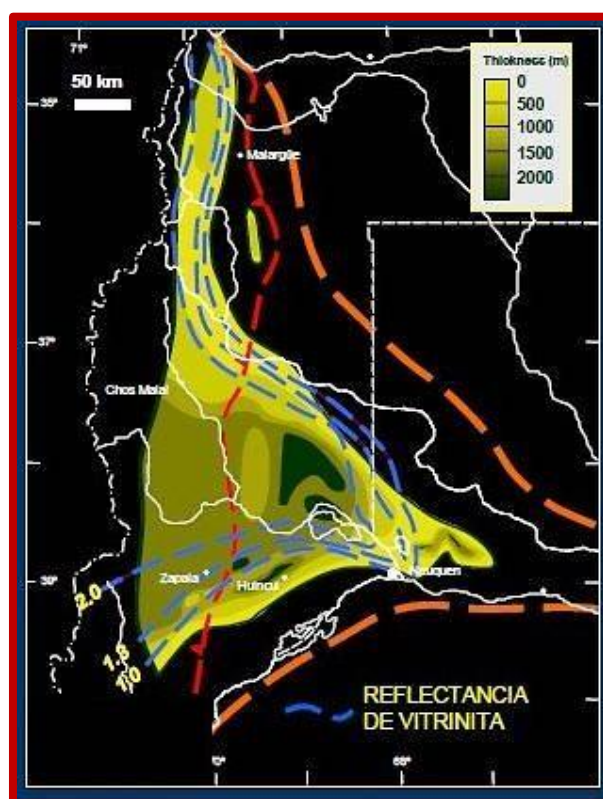


Figura 3.1. Mapa de espesor de facies generadoras para la Formación Los Molles (tomado de Legarreta *et al.* 2005).

La Formación Vaca Muerta (Titoniano) se depositó como producto de la máxima expansión marina que alcanzó la cuenca Neuquina, habiendo sido casi completamente inundada (Brisson 2015). Esta rápida transgresión y el periodo de mar alto que la sucedió, produjeron secuencias regresivas con una sección basal rica en materia orgánica, la cual se empobrece progresivamente hacia el techo por disolución clástica y carbonática en un contexto progradante (Brisson 2015). El contenido orgánico medido varía en general entre 3 y 8 wt.% con picos entre 10 y 12 wt.%, siendo el producto de materia orgánica de muy homogénea composición, con kerógeno Tipo I/II precursor de hidrocarburos líquidos predominantemente (Legarreta y Villar 2011). La figura 3.2 muestra un mapa de espesor de facies generadoras para la Formación Vaca Muerta.

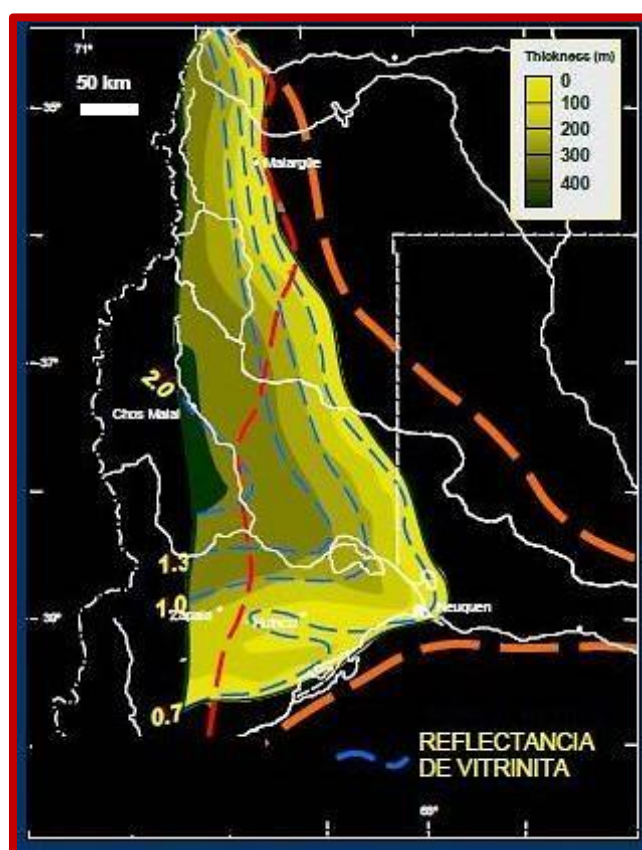


Figura 3.2. Mapa de espesor de facies generadoras para la Formación Vaca Muerta (tomado de Legarreta *et al.* 2005).

La Formación Agrio (Valanginiano tardío–Hauteriviano temprano), presenta dos niveles generadores asociados a las intrusiones marinas del Valanginiano tardío y del Hauteriviano tardío, desarrolladas en los miembros Pilmatué y Agua de la Mula respectivamente (Brisson 2015). Las facies de lutitas margosas del Miembro Pilmatué pueden alcanzar los 400 m en el oeste de Neuquén, mientras que las mismas facies en el Miembro Agua de la Mula no superan los 100 m (Legarreta y Villar 2011). Si bien muestran características muy similares a la Formación Vaca Muerta, ambos miembros de la Formación Agrio tienen espesores menores y una distribución geográfica para sus facies generadoras, restringida al noroeste de la provincia de Neuquén y el suroeste de Mendoza (Brisson 2015). La riqueza promedio de la Formación Agrio ronda el 2,5 wt.% de TOC, con valores individuales de hasta 5 wt.% y materia orgánica marina con kerógeno Tipo II a II/III, precursor de hidrocarburos líquidos (Wavrek *et al.* 1994, Tyson *et al.* 2005, Legarreta y Villar 2011). La calidad del kerógeno se deteriora rápidamente hacia el sur y el este, donde se enriquece progresivamente en material leñoso y herbáceo (Brisson 2015). Ha sido difícil cuantificar la contribución de hidrocarburos de la Formación Agrio ya que es muy similar al generado por la Formación Vaca Muerta, pero es una unidad muy favorable para cargar estructuras nuevas (Cruz *et al.* 1998). La figura 3.3 muestra un mapa de espesor de facies generadoras para los miembros Pilmatué y Agua de la Mula de la Formación Agrio.

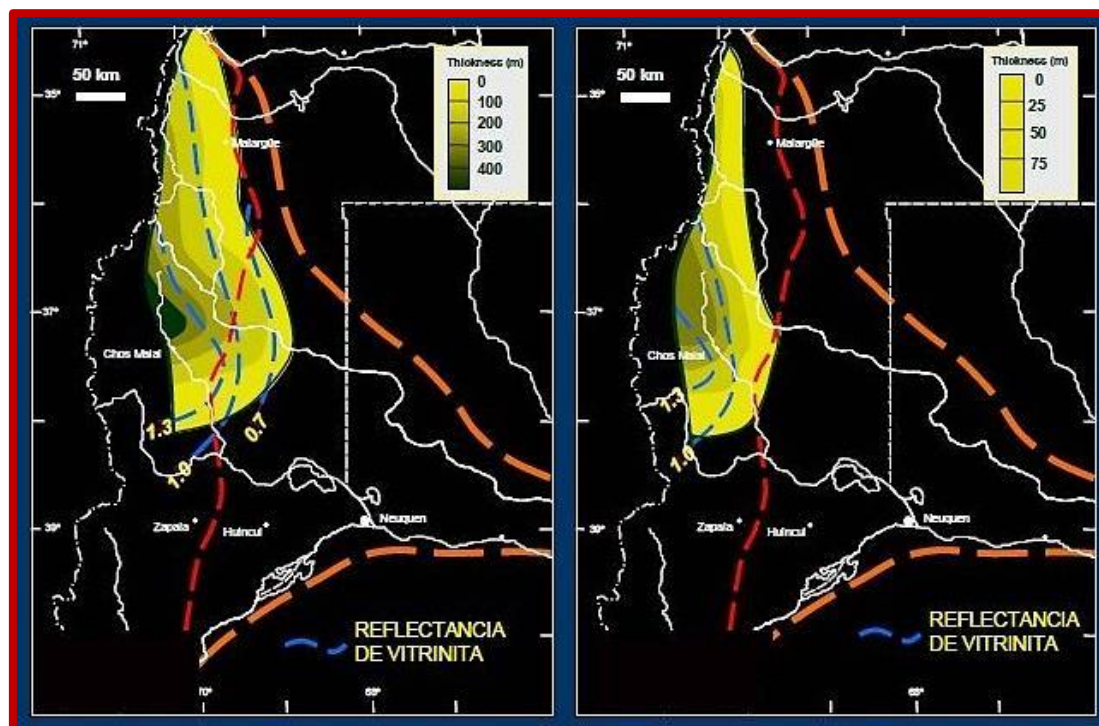


Figura 3.3. Mapa de espesor de facies generadoras para los miembros Pilmatué (izquierda) y Agua de la Mula (derecha) de la Formación Agrio (tomado de Legarreta *et al.* 2005).

Intervalos reservorios

Los intervalos reservorios más prolíficos abarcan desde el Jurásico Medio al Neocomiano (Uliana y Legarreta 1993). También se han obtenido producciones comerciales locales del basamento permo-triásico (Marchese y Blocki 1981), del Cretácico Superior y de filones andesíticos y basálticos localizados a distintos niveles.

Los reservorios de areniscas y conglomerados del Jurásico Medio (formaciones Challacó, Petrolífera, Lotena y Punta Rosada) hospedan hidrocarburos al sur y al este del engolfamiento Neuquino. Las facies portadoras de hidrocarburos están conformadas por conglomerados de ríos entrelazados y canales fluviales y por areniscas de ambientes deltaicos y marinos someros. Las propiedades de reservorio se reducen considerablemente por debajo de los 3000 m de soterramiento (Uliana y Legarreta 1993).

El intervalo prolífico de areniscas y conglomerados de las formaciones Tordillo y Sierras Blancas del Kimmeridgiano, es una cuña con condiciones de reservorio de más de 250 m de espesor, centrada en el eje del engolfamiento neuquino. Gradualmente se afina sobre los flancos del mismo y se extiende hacia afuera a lo largo de un borde irregular, controlado por estructuras sinsedimentarias (Iglesias 1987).

Los reservorios en calizas se ubican en depósitos que van desde el Titoniano hasta el Aptiano. Las calizas titonianas de la Formación Loma Montosa contienen hidrocarburo del Neocomiano inferior (formaciones Quintuco y Chachao) y consisten en *packstones* bioestromatolíticos y oolíticos, depositados en una plataforma abierta (Rodríguez Schelotto *et al.* 1981). La porosidad primaria y secundaria varía en un rango de 3 a 8% y la producción comercial depende de la existencia de un sistema de fracturas.

La Formación Mulichinco del Valanginiano temprano, constituye un importante reservorio tanto en la provincia de Neuquén, cómo en el sur de Mendoza, produciéndose una variación en sentido sur-norte desde depósitos continentales a netamente marinos (Schwarz *et al.* 2011).

Las areniscas hauterivianas y barremianas del Miembro Avilé de la Formación Agrio y del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín, consisten en capas y cuñas de arenas fluviales y eólicas de 5 a 100 m de espesor, que se desarrollan durante episodios de mar bajo, dejando expuestos los sistemas depositacionales de rampas (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1988, Veiga y Rossi 1992).

La migración lateral en las zonas de borde de cuenca, es responsable de acumulaciones en la Formación Rayoso y en los grupos Neuquén y Malargüe (Vergani *et al.* 2011).

Migración y sellos

Respecto a la migración regional, el depocentro axial al oeste se puede considerar como un sistema con una alta eficiencia de retención. Los sellos evaporíticos del Oxfordiano y el Aptiano–Albiano obstaculizaron la migración vertical a gran escala (Legarreta *et al.* 2005).

Hacia el este y al sur las evaporitas desaparecen y el aumento del contenido clástico grueso incrementa las posibilidades de la migración vertical y la mezcla del petróleo. A través del área con desarrollo evaporítico, el yeso de la Formación Auquilco del Oxfordiano, define un límite práctico para la ocurrencia de hidrocarburo líquido (Brisson 2015). Al margen de su posición estructural, las rocas por debajo de la Formación Auquilco han sido soterradas al menos hasta la profundidad necesaria para entrar en ventana de generación de gas (Uliana y Legarreta 1993). Las evaporitas de las formaciones Huitrín y Rayoso, si bien son más restringidas, aíslan los hidrocarburos ándicos de los reservorios riográndicos más jóvenes (Zencich *et al.* 1999).

En el ámbito sur mendocino y la plataforma Nororiental, los hidrocarburos se trasladan varias decenas de kilómetros por el Grupo Neuquén, debajo de intercalaciones pelíticas regionales intraformacionales o debajo del Grupo Malargüe hasta acumularse en sectores de borde de cuenca (Legarreta *et al.* 2005, Brisson 2015).

Los sellos locales son los que suelen formar las acumulaciones de hidrocarburos en una determinada región, pudiendo estar formados por sellos regionales, heterogeneidades intraformacionales o fallas (Brisson 2015). En la figura 3.4 se ejemplifica un corte oeste-este de la cuenca Neuquina, discriminando las formaciones de acuerdo a su principal función dentro del sistema petrolero.

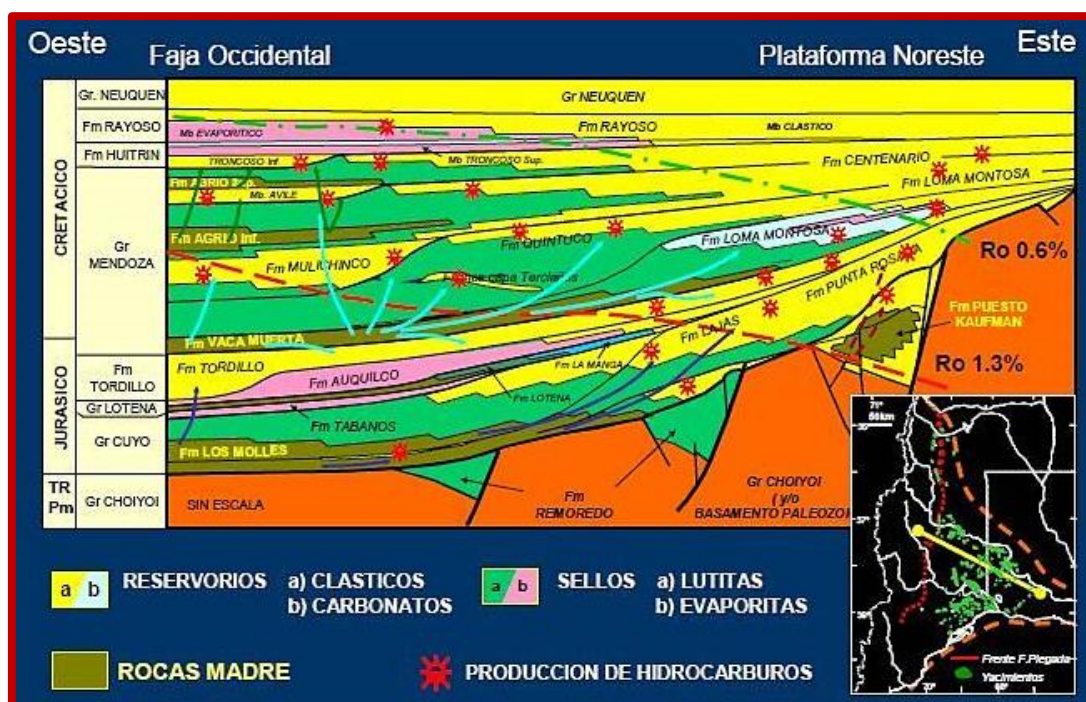


Figura 3.4. Corte oeste-este de la cuenca con las formaciones más importantes y su principal función dentro del sistema petrolero (tomado de Legarreta *et al.* 2005).

Maduración, generación y expulsión de los hidrocarburos

La cuenca Neuquina estuvo en proceso de soterramiento a lo largo del Mesozoico y Cenozoico, para sufrir una exhumación reciente en tiempos geológicos. La asimetría en el soterramiento fue produciendo un desplazamiento de las ventanas de generación de forma centrífuga (Legarreta *et al.* 2005). Los modelos térmicos de las rocas madres del Jurásico y Cretácico muestran que el kerógeno de la Formación Los Molles (Jurásico Inferior a Medio) realizó su conversión a hidrocarburos desde el Cretácico Inferior hasta el Paleógeno inferior, el kerógeno de la Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior) realizó su conversión durante el Cretácico Superior al Mioceno y el kerógeno de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) experimentó su transformación entre el Eoceno y el Mioceno superior (Legarreta *et al.* 2005).

En el oeste, en la zona de la faja plegada y corrida del Agrio, el soterramiento hizo que las rocas evolucionen térmicamente más temprano, liberando un gran volumen de hidrocarburos del Grupo Cuyo a fines del Jurásico y de la Formación Vaca Muerta en el Albiano, el cual se perdió o migró hacia la dorsal y los márgenes de cuenca (Legarreta *et al.* 2005).

En el engolfamiento Neuquino, la Formación Vaca Muerta alcanzó la ventana de generación en el Cretácico tardío y en la región sur mendocina en el Paleógeno. Al sur de la dorsal de Huincul, donde el enterramiento máximo de la Formación Vaca Muerta fue menor, la generación fue sin embargo eficiente, dado el kerógeno más reactivo que tiene esta unidad en ese ámbito de paleogeografía restringida para el final del Jurásico (Wavrek *et al.* 1994, Villar *et al.* 2005).

Las pelitas con kerógeno de la Formación Agrio (Hauteriviano–Barremiano) mucho más someras en la columna estratigráfica y más restringida arealmente que la Formación Vaca Muerta, han madurado lo necesario como para permanecer dentro de la ventana de generación de petróleo en el noroeste de Neuquén y probablemente en el sur de Mendoza (Uliana y Legarreta 1993). La figura 3.5 sintetiza las características de las formaciones de la cuenca Neuquina desde el punto de vista de un sistema petrolero.

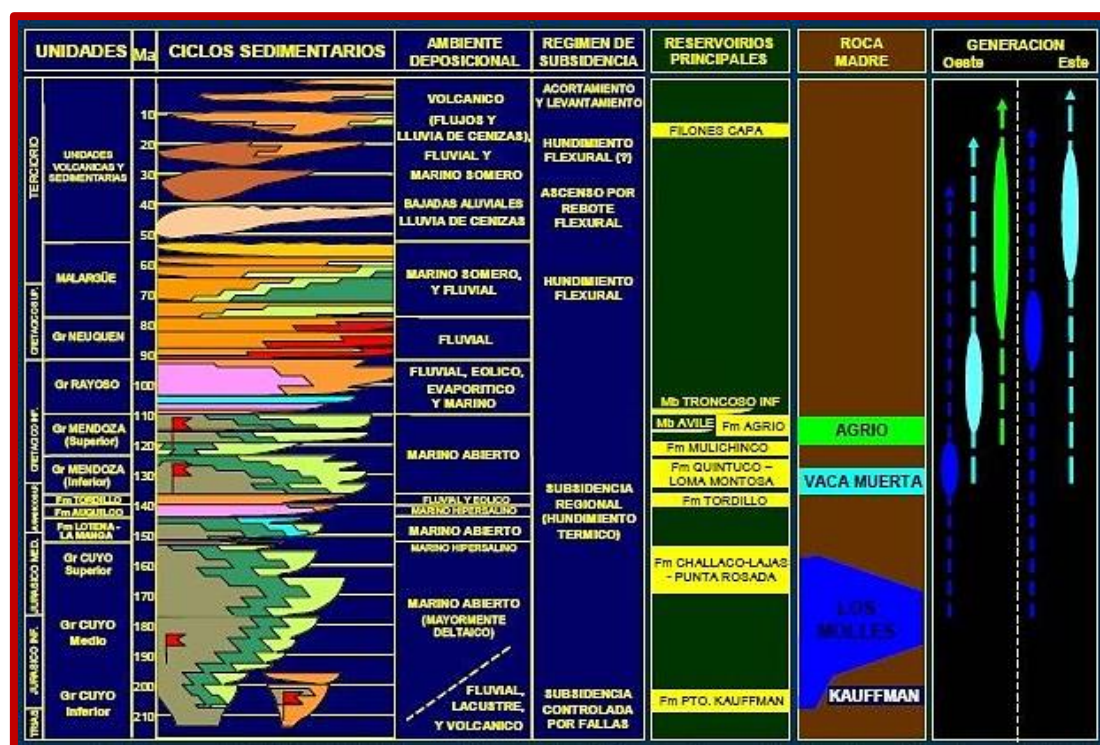


Figura 3.5. Columna estratigráfica de la cuenca y sus características dentro del sistema petrolero (tomado de Legarreta *et al.* 2005).

Eficiencia de la relación generación-acumulación

Alrededor del 50% de los hidrocarburos de la cuenca provienen de la Formación Vaca Muerta, con predominio de petróleo sobre gas, mientras que la Formación Los Molles habría aportado un 34% de los hidrocarburos conocidos y la Formación Agrio un 16% del total (Legarreta *et al.* 2005). Se asume que las importantes acumulaciones de gas en la zona del engolfamiento se deben a la cocina de la Formación Los Molles que se encuentra en centro de cuenca (Cruz *et al.* 2002).

Al ver el tiempo de generación de los hidrocarburos en las zonas térmicamente más maduras del oeste de la cuenca, se puede observar que los mismos tuvieron bajas posibilidades de acumularse y preservarse en trampas desarrolladas tempranamente, ya que la tectónica cenozoica modificó la configuración estructural (Uliana y Legarreta 1993). Esta mala sincronización hace que la acumulación en la zona de la faja plegada

sea desfavorable, en cambio en las zonas marginales al engolfamiento Neuquino y en el tren de la dorsal de Huincul mejora la sincronía, ya que muchas trampa se habrían originado en el Jurásico y Cretácico (Legarreta *et al.* 2005).

A nivel de cuenca, la relación generación-acumulación no es buena, pero restringiendo el análisis a zonas de menor tamaño, la relación mejora. En la zona occidental, las rocas generadoras del Jurásico (formaciones Los Molles y Vaca Muerta) han sufrido transformaciones térmicas severas y la destrucción de las trampas por la tectónica cenozoica habría provocado la pérdida de los hidrocarburos, incluso también para los producidos por la Formación Agrio (Legarreta *et al.* 2005). En la zona de la dorsal de Huincul y su flanco sur, así como también en el engolfamiento, hubo una mejor eficiencia de los sistemas petroleros (Legarreta *et al.* 2005).

Los reservorios de tipo *shale* en la cuenca

Los reservorios de tipo *shale*, son aquellos en los que el hidrocarburo se extrae directamente de la roca generadora, creando vías permeables por medio del fracturamiento hidráulico. Por lo tanto, los reservorios de tipo *shale* se encuentran dentro de los denominados no convencionales, que son aquellos que necesitan de estimulaciones o procesos masivos para lograr una producción económicamente rentable de hidrocarburos.

El estudio de los reservorios no convencionales en Argentina, fue iniciado por YPF S.A. en el año 2007, desarrollándose el análisis de la Formación Vaca Muerta como reservorio de tipo *shale* (Lanusse *et al.* 2012, Askenazi *et al.* 2013, Gutiérrez Schmidt *et al.* 2014, Stinco y Barredo 2014b, Sales *et al.* 2014a) y posteriormente el de la Formación Los Molles bajo el mismo enfoque (Sales *et al.* 2014b).

Producto de los estudios desarrollados, en el año 2010 el pozo YPF.Nq.LLLK.x-1 (Loma La Lata Karst) descubrió *shale gas* en la Formación Vaca Muerta, mientras que el pozo YPF.Nq.LLL-479(p) (Loma La Lata) descubrió *shale oil* con su profundización en dicha unidad. Actualmente, la Formación Los Molles es la segunda unidad en importancia como productora de *shale*, teniendo un destacado potencial para la producción de gas.

Para el año 2015, la producción de petróleo en reservorios *shale* pasó a significar el 18% de la producción total en la provincia de Neuquén (Huenafil Molina y Alonso 2016), provocando una atenuación de la declinación anual de la producción de petróleo, la cual alcanzó un promedio del 4% (Fig. 3.6). Hasta el mes de junio de 2016 se ha producido un total de 147315 m³ de *shale oil*, con una producción diaria promedio de 4,91 m³/día (Fig. 3.7).

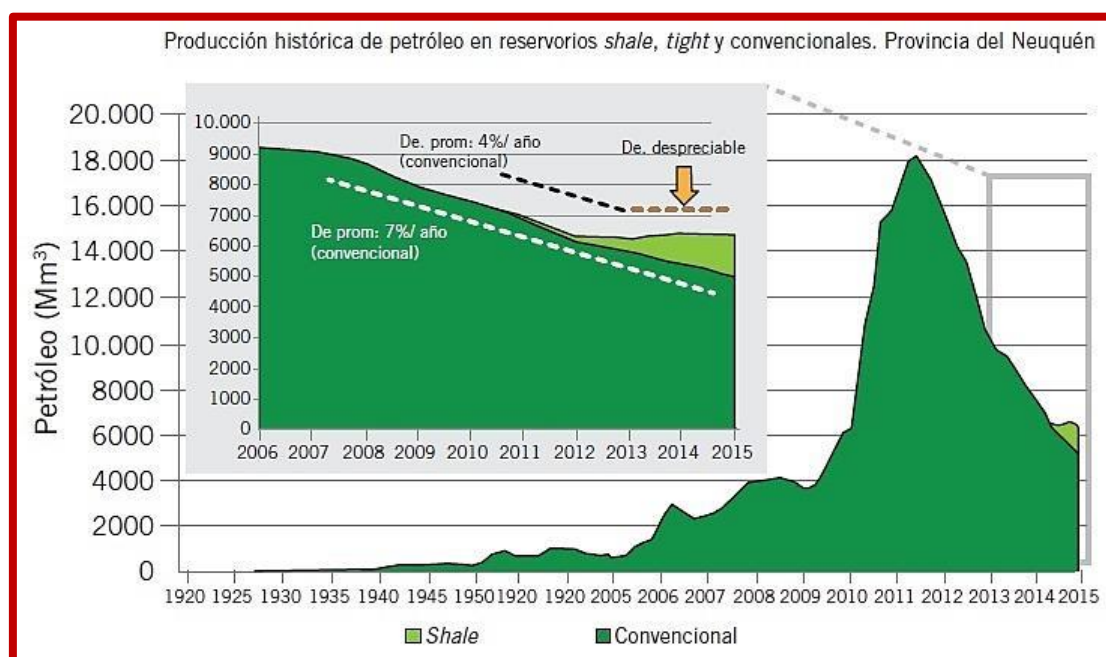


Figura 3.6. Evolución histórica de la producción de petróleo en la provincia de Neuquén, con el impacto producido por los reservorios no convencionales (tomado de Huenafil Molina y Alonso 2016).

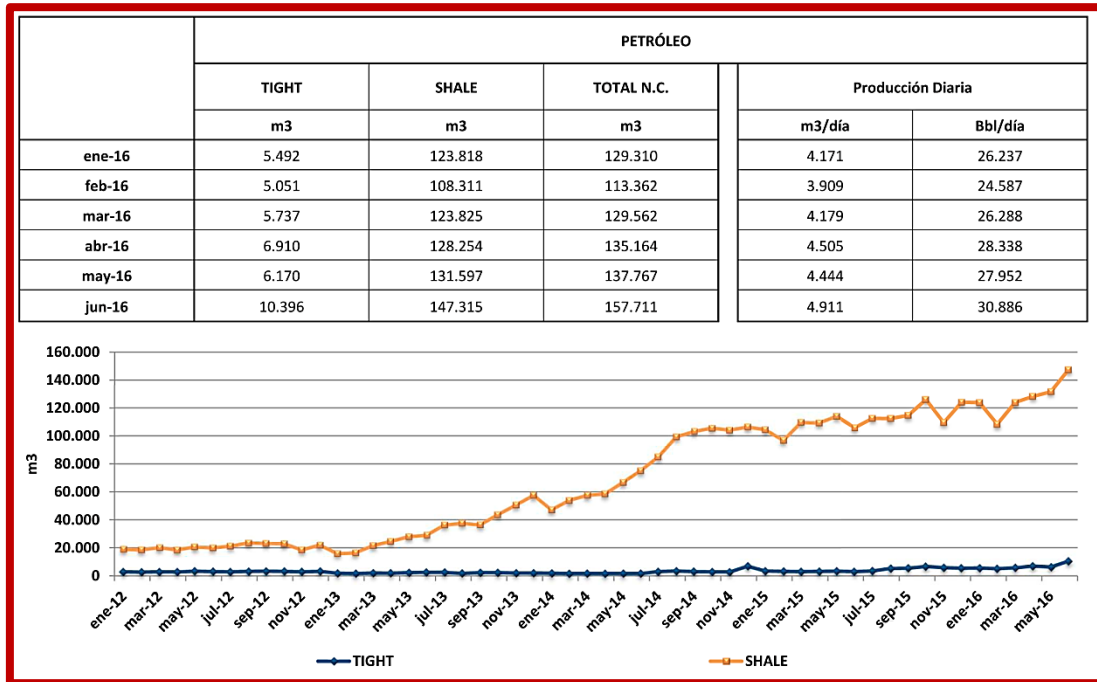


Figura 3.7. Producción de reservorios no convencionales entre enero de 2012 y junio de 2016 (tomado de la página web del Ministerio de Energía, Servicios Públicos y Recursos Naturales de la provincia de Neuquén).

Capítulo 4. La Formación Agrio

La Formación Agrio es una unidad principalmente clástica-carbonática de grano fino, depositada durante el Cretácico Inferior, comprendiendo desde el Valanginiano tardío al Barremiano temprano de la cuenca Neuquina (Fig. 4.1). La unidad está compuesta por los miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula, reconocidos por Weaver (1931) y denominados como tales por Leanza y Hugo (2001). Estos tres miembros tienen buena expresión en zonas internas de la cuenca y afloran con una importante continuidad a lo largo del sector andino (Fig. 4.2), desde la alta cordillera del norte de Mendoza hasta la fosa del Agrio y la terminación austral de la cuenca al sur de la dorsal de Huincul (Spalletti *et al.* 2011).

Unidad estratigráfica		Periodo	Época	Edad
Formación Agrio	Miembro Agua de la Mula	Cretácico	129,4Ma Inferior	Barremiano
				Hauteriviano tardío
	Miembro Avilé		132,9 Ma	Hauteriviano temprano
	Miembro Pilmatué			Valanginiano tardío

Figura 4.1. Cuadro estratigráfico de la Formación Agrio.

Hacia el este, la unidad grada lateralmente hacia términos clásticos continentales a litorales asignados a la Formación Centenario (Digregorio 1972). Además, estos depósitos siguen una amplia distribución en el subsuelo de la cuenca, tanto en el área andina como en el sector occidental del engolfamiento (Braccacini 1970).

La Formación Agrio se depositó durante el estadio de *postrift* de la cuenca Neuquina (Vergani *et al.* 1995), conjuntamente con el desarrollo del arco magmático al oeste. Por

estas razones, los miembros marinos de la Formación Agrio (miembros Pilmatué y Agua de la Mula) se consideran parte del relleno de una cuenca de trasarco (Howell *et al.* 2005) en un estadio general de subalimentación debido a una subsidencia térmica combinada con ascenso eustático (Legarreta y Uliana 1991).



Figura 4.2. Afloramientos de la Formación Agrio en el territorio de la provincia de Neuquén (basado en Spalletti *et al.* 2011).

Estratigrafía y composición

La Formación Agrio se desarrolla dentro del denominado Ciclo Ándico (Groeber 1946) y a su vez corona el Subciclo Mendociano (Digregorio 1972). Este subciclo se ubica por encima de la discordancia Intramálmica y comprende a todos los depósitos entre el Kimmeridgiano y el Barremiano (Stipanovic 1969, Digregorio y Uliana 1980).

Litoestratigráficamente, el Subciclo Mendociano ha sido caracterizado como Grupo Mendoza (Stipanovic *et al.* 1968).

La Formación Agrio ha sido incluida dentro del Grupo Mendoza y apoya mediante una superficie transgresiva regional sobre los depósitos clásticos continentales, transicionales y marinos de la Formación Mulichinco. A su vez, la unidad es cubierta por los depósitos carbonáticos, clásticos y evaporíticos de la Formación Huitrín. El espesor de la Formación Agrio puede superar los 1500 m y su composición es principalmente pelítica, con intercalación de rocas carbonáticas, areniscas y escasos conglomerados finos (Spalletti *et al.* 2011).

Los miembros Pilmatué y Agua de la Mula están caracterizados por espesas sucesiones de lutitas oscuras acumuladas en un ambiente marino, entre las que intercalan calizas y areniscas. El Miembro Avilé está compuesto por sedimentos de origen continental, principalmente areniscas con intercalaciones de pelitas fluviales y conglomerados. Se asignan espesores de 718 m para el Miembro Pilmatué y 501 m para el Miembro Agua de la Mula (Leanza *et al.* 2006) en el ámbito de la Hoja Geológica de Chorriaca.

Zavala *et al.* (2011) reconocen en el área de Mina San Eduardo, una sucesión de hasta 130 m de potencia compuesta principalmente por areniscas muy finas, masivas y levemente calcáreas, ubicada en el Miembro Pilmatué cerca de la base del mismo. Los autores denominan a esta sucesión como las “Capas de San Eduardo” (Fig. 4.3) y proponen que la misma corresponde a los elementos distales del sistema, asociados a deltas dominados por olas (depósitos de *shoreface*), transportados por corrientes hiperdensas y a su vez depositados por diferencias de densidad y mezcla de aguas. Sobre estas capas, Zavala *et al.* (2014) describen un espesor de 40 m de calizas arrecifales al que denominan “Caliza Escondida”. Los autores proponen a estos

depósitos como facies de *forereef*, equivalentes a una rampa mixta (Legarreta y Uliana 1991).



Figura 4.3. Areniscas masivas que componen las capas de San Eduardo, en la localidad de Mina San Eduardo, provincia de Neuquén (tomado de Zavala *et al.* 2011).

Los miembros Pilmatué y Agua de la Mula están asociados a depósitos producidos en un ambiente marino de rampa con lenta subsidencia, acumulados durante periodos transgresivos y de alto nivel eustático (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991). Fueron depositados en ambientes de *offshore* hasta *shoreface*, con dominio de acción de olas de buen tiempo y de tormenta (Spalletti *et al.* 2001a, 2001b). Este ambiente de rampa habría carecido de talud, por lo que las facies marinas someras pasan gradualmente a facies profundas sin que se hayan generado depósitos de flujos gravitacionales o de desmoronamiento (Lazo *et al.* 2005). Tunik *et al.* (2009) han señalado para los estratos superiores del Miembro Agua de la Mula, la existencia de fenómenos de dolomitización en una sucesión compuesta por *grainstones*, *packstones*,

fangos y areniscas calcáreas finas que se asignan a ambientes someros submareales, intermareales y supramareales.

Los sedimentos continentales fluviales, eólicos y lacustres correspondientes al Miembro Avilé, fueron depositados durante una caída brusca del nivel del mar (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991).

Tanto los miembros Pilmatué y Agua de la Mula poseen una distribución regional similar (Fig. 4.4), los depósitos marinos más profundos se localizan hacia el oeste de la cuenca, mientras que los someros se ubican en la región del engolfamiento Neuquino (Legarreta y Uliana 1999). Para el sector mendocino, la zona de acumulación se vuelve elongada en sentido norte-sur, con cambios abruptos de facies en sentido este-oeste y con el desarrollo de una faja de sedimentación carbonática en los sectores de rampa interna (Legarreta y Uliana 1999). En la provincia de Neuquén predominan los depósitos silicoclásticos, mientras que en territorio mendocino lo hacen las sedimentitas carbonáticas (Sagasti 2005).

Desde el punto de vista estratigráfico secuencial, el Ciclo Ándico es una supersecuencia sedimentaria que se divide en tres mesosecuencias, Mendoza Inferior (con nueve secuencias), Mendoza Media (con cinco secuencias) y Mendoza Superior (con cinco secuencias) (Legarreta y Gulisano 1989). Los depósitos del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio conforman la mayor parte de la Mesosecuencia Mendoza Media, mientras que los correspondientes a los miembros Avilé y Agua de la Mula constituyen la parte principal de la Mesosecuencia Mendoza Superior (Legarreta y Gulisano 1989).

El límite inferior de la Formación Agrio es una superficie transgresiva regional denominada por Schwarz y Howell (2005) como “Superficie Transgresiva Maestra”. Por debajo de la misma se ubica la cuña de mar bajo representada por los depósitos de

la Formación Mulichinco y por encima se encuentra la base de un cortejo transgresivo de segundo orden que se inicia con los depósitos marinos del Miembro Pilmatué.

En el tope del Miembro Pilmatué aparece una importante discontinuidad regional que marca el inicio de una nueva secuencia de segundo orden. Sobre éste se apoyan los depósitos de una cuña de mar bajo formada por las facies fluviales y eólicas del Miembro Avilé (Legarreta y Uliana 1991). Por último, los cortejos transgresivos y de mar alto de esta nueva secuencia están representados por el Miembro Agua de la Mula.

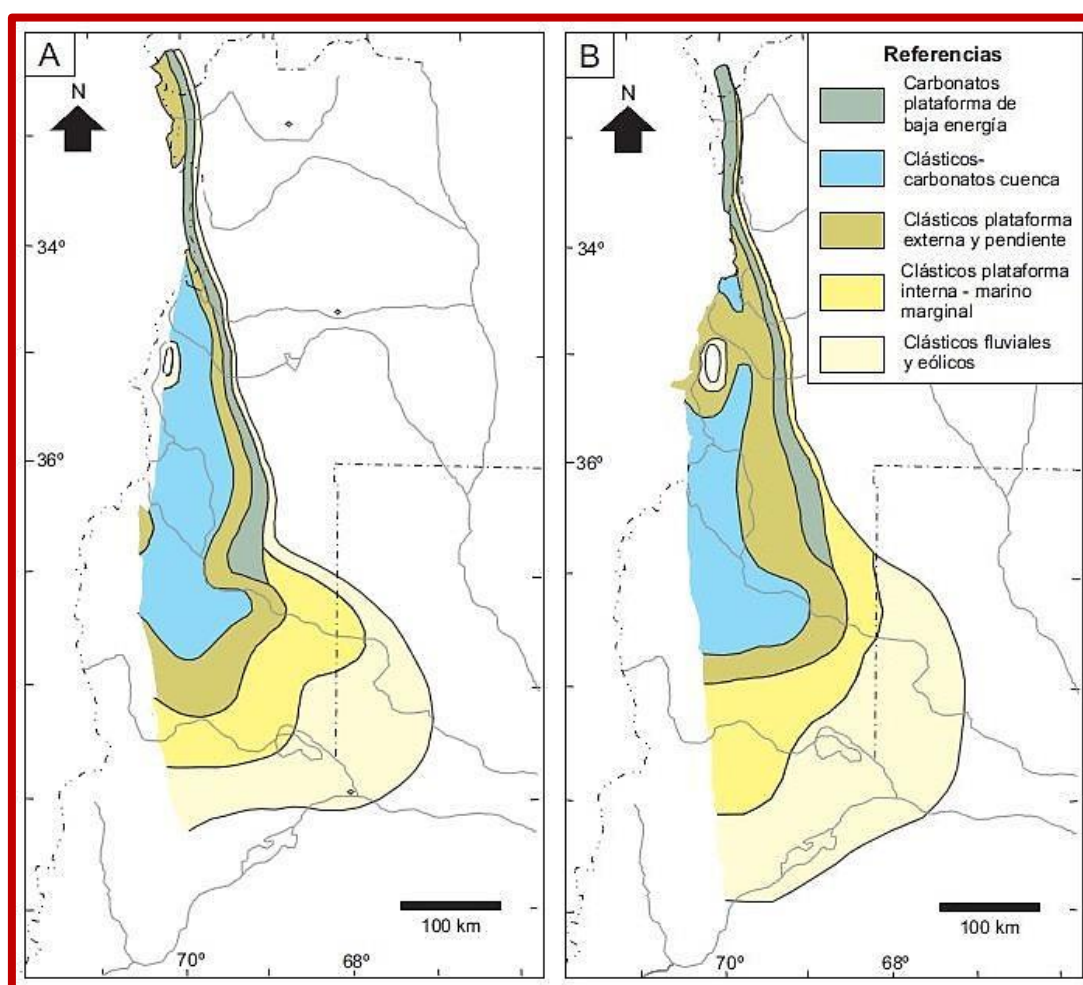


Figura 4.4. Distribución regional de los miembros Pilmatué (A) y Agua de la Mula (B) de la Formación Agrio (tomado de Spalletti *et al.* 2011).

Bioestratigrafía y edades

La rica fauna de amonoides que se encuentra en los depósitos marinos de la Formación Agrio ha permitido establecer biozonas de asociación (Aguirre Urreta y Rawson 1997, 1999, 2003, 2010, Aguirre Urreta *et al.* 1999, 2005, 2007, 2008a, 2008b, 2011, Rawson y Aguirre Urreta 2012) a partir de las cuales se ha podido establecer la edad de la Formación Agrio y sus miembros constituyentes. La Formación Agrio en su localidad tipo, se extiende desde el Valanginiano tardío (biozona de asociación de *Pseudofavrella angulatiformis*) hasta el Barremiano temprano (biozona de asociación de *Paraspiticeras groeberi*) (Aguirre Urreta y Rawson 1997).

El Miembro Pilmatué abarca el lapso Valanginiano tardío a Hauteriviano temprano alto y el Miembro Agua de la Mula se extiende desde el Hauteriviano tardío hasta el Barremiano temprano (Fig. 4.1). Aguirre Urreta *et al.* (2008a) exponen una edad U-Pb en circón (SHRIMP) de $132,5 \pm 1,3$ Ma, el cual corresponde a un nivel de tobas que aparece intercalado entre las lutitas basales del Miembro Agua de la Mula. Esta edad permite tener un valor absoluto que corresponde a la biozona de *Spitidiscus riccardii*, confirmando su ubicación temporal en el registro más antiguo del Hauteriviano tardío. Spalletti *et al.* (2014) obtienen una edad U-Pb en circón (SHRIMP) de $130,04 \pm 0,65$ Ma para un nivel de tobas ubicado en la sección media del Miembro Pilmatué en el área de Mina San Eduardo. Este nivel de tobas se encuentra dentro de la biozona de asociación de *Holcoptychites neuquensis* (Aguirre Urreta y Rawson 2003), la cual representa la biozona más antigua del Hauteriviano temprano, por lo tanto, guarda un desfase con la edad asumida para el Hauteriviano según la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (Cohen *et al.* 2016). Según la misma, el dato obtenido en el trabajo se ubicaría más cerca del techo del Hauteriviano (129,4 Ma) que del piso del mismo (132,9 Ma).

La Formación Agrio como intervalo generador de hidrocarburos

Las facies de lutitas margosas del Miembro Pilmatué pueden alcanzar los 400 m en el oeste de Neuquén, mientras que las mismas facies en el Miembro Agua de la Mula no superan los 100 m (Legarreta y Villar 2011). Los valores promedio de TOC para los intervalos marinos de la Formación Agrio, como ya se ha expuesto en el capítulo 3 de este trabajo, se acomodan en un promedio entre 2 y 3 wt.%, con valores individuales de hasta 5 wt.% (Wavrek *et al.* 1994, Tyson *et al.* 2005, Legarreta y Villar 2011). El kerógeno está compuesto principalmente por material algal-amorfo (Tipo II), dando como resultado un buen potencial generador (Cruz *et al.* 1996, Villar *et al.* 1998, Legarreta y Villar 2011), con materia orgánica marina precursora de hidrocarburos líquidos (Wavrek *et al.* 1994, Tyson *et al.* 2005).

En el año 2014, el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio obtuvo producción de *shale oil* del pozo YPF.Nq.FM.x-40, perforado en el yacimiento Filo Morado. Hasta el momento no se han realizado estudios en detalle sobre su potencial no convencional.

Capítulo 5. Descripción de las áreas de estudio

Las tareas de campo del presente trabajo se desarrollaron en las localidades de El Portón ($37^{\circ}11'56''\text{S}/69^{\circ}40'49''\text{O}$) y Mina San Eduardo ($37^{\circ}31'52''\text{S}/70^{\circ}00'60''\text{O}$), ambas ubicadas en la región centro-norte de la provincia de Neuquén (Fig. 5.1). En la primera localidad se hizo un trabajo de detalle, con levantamiento de perfil banco a banco, toma de muestras y registro fotográfico de fósiles, mientras que en la segunda localidad se tomaron cuatro muestras para su análisis en laboratorio.

Debido a que en la localidad de Mina San Eduardo no se realizó una sección estratigráfica, sólo se presenta en este trabajo una descripción en detalle e interpretación paleoambiental de los términos registrados en la localidad de El Portón.

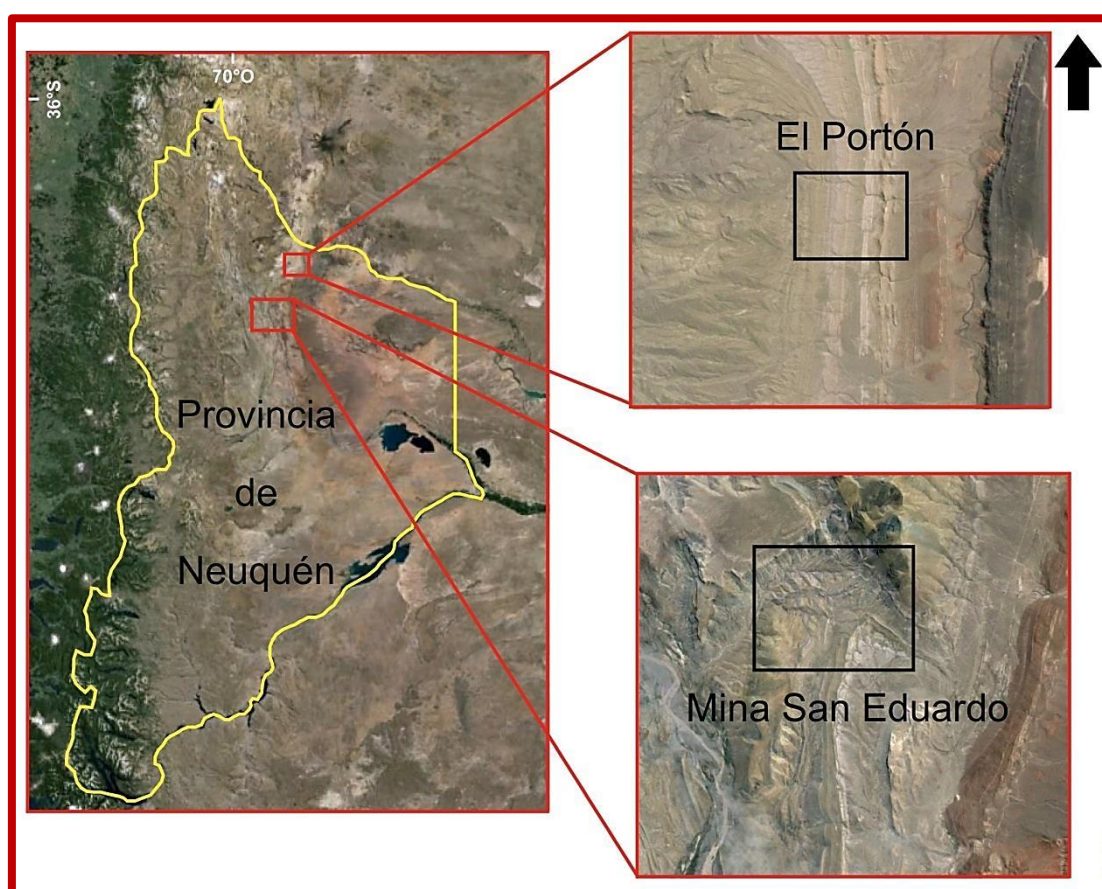


Figura 5.1. Ubicación de las áreas de estudio.

El Portón

Ubicación y acceso

La zona de estudio se ubica a unos 60 km al noreste de la localidad de Chos Malal, en la región centro norte de la provincia de Neuquén. Para llegar desde Chos Malal (Fig. 5.2), es necesario tomar la Ruta Nacional 40 en dirección norte durante 51 km. Luego se debe girar hacia la derecha en una vuelta en U para tomar la Ruta Provincial 9 en dirección sur. A continuación y luego de 3 km adicionales de recorrido, debe tomarse un desvío hacia la izquierda para tomar la Ruta Provincial 6 en dirección este–noreste y recorrer 19 km sobre la misma. En este punto se debe tomar un desvío hacia el norte por uno de los caminos internos del yacimiento Filo Morado y transitar 9 km por el mismo. Al llegar al cauce de un arroyo seco, se debe recorrer el mismo en dirección oeste por alrededor de 1 km hasta llegar a la estructura geomorfológica conocida como “El Portón”, el cual es un crestón labrado en las rocas de la Formación Huitrín y erosionado por el arroyo dejando paredes verticales a ambos lados del mismo (Fig. 5.3).



Figura 5.2. Ubicación de la localidad de El Portón con respecto a Chos Malal.



Figura 5.3. Vista de la geoforma conocida como “El Portón”.

Geología

La localidad de estudio se encuentra dentro de la Hoja Geológica 3669-III, Chos Malal (escala 1:250.000), la cual aún no se encuentra finalizada. En la zona afloran la Formación Rayoso (Figs. 5.4 y 5.5), la Formación Huitrín (Figs. 5.4 y 5.5) con sus miembros Chorreado, Troncoso y La Tosca, la Formación Agrio (Figs. 5.5, 5.6, 5.7, 5.8 y 5.9) con sus miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula y la Formación Mulichinco (Fig. 5.9).

El análisis estratigráfico en detalle de la columna se realizó para los tramos cuspidales de la Formación Mulichinco y para los miembros Pilmatué y Avilé de la Formación Agrio. Debido a que el objetivo del presente trabajo es analizar el Miembro Pilmatué como posible reservorio no convencional, es sobre el mismo que se realizó la descripción más detallada, así como el perfilado y muestreo más exhaustivos.

En la figura A.1 del anexo A, se muestra el mapa geológico con las formaciones presentes en el área y además se indica el cauce del arroyo seco por sobre el cual se realizó el perfil y los puntos de muestreo.

Geomorfología y estructura

El área de estudio presenta un relieve por lo general plano, con leves resaltos topográficos de pocos metros asociados a litologías más resistentes a la erosión. La geoforma de mayor relieve está dada por las capas de calizas de los miembros carbonáticos de la Formación Huitrín (Figs. 5.3, 5.4 y 5.5), las cuales pueden tener hasta 30 m de altura y seguirse por varios kilómetros en sentido norte-sur.

La zona conforma, por un lado, el flanco oriental del anticlinal Pampa Trill, que tiene su núcleo en la Formación Mulichinco, aproximadamente a 4 km al oeste de la zona de estudio con un eje NNE-SSO y por otro lado conforma el flanco occidental del sinclinal Huantraico, de orientación similar al anterior, cuyo núcleo está constituido por depósitos cenozoicos principalmente del Cuaternario. Por esta razón todas las capas muestran rumbos preferenciales N-S y buzamientos hacia el este.



Figura 5.4. Vista hacia el este de la zona de estudio por el cauce de entrada. Al fondo se ven las sedimentitas rojas del Grupo Neuquén.



Figura 5.5. Vista del relieve positivo generado por las calizas de la Formación Huitrín.



Figura 5.6. Vista del tope de la sección perfilada, en el contacto entre los miembros Avilé y Agua de la Mula de la Formación Agrio.



Figura 5.7. Vista del Miembro Avilé de la Formación Agrio cercano al techo de la sección perfilada.



Figura 5.8. Vista del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en un sector con pelitas negras.



Figura 5.9. Vista del lugar de inicio de la sección perfilada, sobre un nivel cercano al techo de la Formación Mulichinco.

Mina San Eduardo

Ubicación y acceso

La zona de estudio se ubica a unos 66 km al suroeste de la localidad de Chos Malal, en la región centro norte de la provincia de Neuquén. Para llegar desde esta localidad (Fig. 5.10), es necesario tomar la Ruta Nacional 40 en dirección norte durante 34,5 km. Luego se debe tomar la Ruta Provincial 7 en dirección sureste. Al realizar 13,5 km sobre la misma, se debe tomar la Ruta Provincial 9 en dirección sur y transitar 16 km hasta llegar al desvío a la Mina San Eduardo. Al llegar al desvío indicado con un cartel, se debe tomar un camino de ripio hacia el noroeste y transitarlo por una distancia de 1 km hasta llegar a la mina de carbón abandonada (Fig. 5.11). Una vez en la mina, se pueden tomar diversos caminos para recorrer los afloramientos en dirección oeste.



Figura 5.10. Ubicación de la localidad de Mina San Eduardo con respecto a Chos Malal.



Figura 5.11. Ruinas de las instalaciones aledañas a la mina San Eduardo.

Geología

Al igual que la localidad de El Portón, Mina San Eduardo se encuentra dentro de la Hoja Geológica 3669-III, Chos Malal (escala 1:250.000). En la zona afloran la Formación Agrio (Figs. 5.12, 5.13, 5.14 y 5.15) con sus miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula y la Formación Mulichinco (Fig. 5.15).

En la presente localidad se tomaron muestras para comparar con las tomadas en El Portón.

En la figura A.2 del anexo A, se muestra el mapa geológico con las formaciones presentes en el área y además se indica el camino recorrido y los puntos donde se tomaron las muestras.

Geomorfología y estructura

El área de estudio se encuentra dentro de la faja plegada y corrida del Agrio en su margen este, por lo que presenta un relieve escarpado con sucesiones de anticlinales de decenas de metros de altura y sinclinales, todos con rumbo cercano a N-S. Los afloramientos están cortados por cauces de arroyos y las pendientes son pronunciadas.

Dentro del área de estudio se encuentra el extremo norte del anticlinal Loma Rayoso, estando los niveles muestreados en el flanco oriental del mismo. Este anticlinal de rumbo NNO-SSE tiene como núcleo a la Formación Mulichinco, la cual aflora dentro del área de estudio (Fig. 5.15). A su vez, los estratos de las formaciones Agrio y Huitrín conforman el flanco occidental del sinclinal Cerro Villegas, cuyo núcleo se encuentra a unos 12 km al este de la zona de trabajo y se encuentra constituido por depósitos neógenos.



Figura 5.12. Vista del Miembro Avilé de la Formación Agrio, sobre el que se ubica la mina y las instalaciones abandonadas.



Figura 5.13. Vista del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, mirando hacia el este. Al fondo aflora el Miembro Avilé.



Figura 5.14. Vista de las pelitas negras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, en niveles cercanos a la base del mismo.



Figura 5.15. Vista del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio y de la Formación Mulichinco en el anticlinal Loma Rayoso.

Capítulo 6. Tareas realizadas y metodología de trabajo

Tareas de campo

El trabajo de campo consistió en primera instancia, en realizar un reconocimiento general de las dos localidades de estudio (Fig. 5.1), para luego proceder al muestreo y reconocimiento de la geología de detalle.

En la localidad de El Portón, una vez determinados tope y base del Miembro Pilmatué en afloramiento, se comenzó a realizar una sección banco a banco secuencia arriba, partiendo de los estratos cuspidales de la Formación Mulichinco. Conforme se fue realizando el perfil, se tomaron muestras de rocas y se fotografiaron trazas y fósiles para su posterior identificación. Se tomaron muestras de rocas de la Formación Mulichinco y de los miembros Pilmatué y Avilé de la Formación Agrio, así como también de la base del Miembro Agua de la Mula de dicha unidad. Para el muestreo se utilizaron intervalos variables, tomando muestras representativas de toda la columna. Como datos adicionales se tomaron valores de rumbo e inclinación de los estratos para evaluar la variación de los mismos al alejarse del centro del anticlinal. Al finalizar el trabajo en la localidad, se obtuvo un perfil de 391 m desde los términos superiores de la Formación Mulichinco hasta la base del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, estando base y techo del mismo separados en afloramiento por una distancia lineal de 950 m.

En la localidad de Mina San Eduardo se tomaron muestras representativas del Miembro Pilmatué y de la base del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio para comparar con las tomadas en El Portón.

En la localidad de El Portón se tomaron un total de 52 muestras, de las cuales 6 se extrajeron de la Formación Mulichinco y 46 de la Formación Agrio (44 del Miembro

Pilmatué, 1 del Miembro Avilé y 1 de la base del Miembro Agua de la Mula). En la localidad de Mina San Eduardo se tomaron 4 muestras, de las cuales 2 se extrajeron del Miembro Pilmatué y 2 del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio.

Tareas de gabinete

Luego de finalizar las tareas de campo, se digitalizó la sección completa esbozada en el campo a una escala de 1:250 y se volcó en ella la información colectada durante las mismas. La sección realizada puede verse en el anexo B, al final del trabajo.

De las 56 muestras totales, se seleccionaron y fraccionaron 45 (Fig. 6.1), correspondientes a pelitas/margas y *mudstones* de la Formación Mulichinco y de los miembros Pilmatué y Agua de la Mula de la Formación Agrio (41 muestras de El Portón y 4 de Mina San Eduardo). Estas muestras se enviaron al *Energy & Geoscience Institute* (EGI) de la Universidad de Utah, Estados Unidos, para la realización de análisis de TOC, pirólisis Rock-Eval y DRX.

Además de las muestras de pelitas/margas y *mudstones* enviadas a Estados Unidos, en El Portón se recolectaron 11 muestras de calizas, areniscas y tobas (Fig. 6.2), de las cuales 7 de ellas (Fig. 6.3) se escogieron para realizar secciones en lámina delgada y describirlas con microscopio de luz polarizada (anexo C). A dichas secciones se les realizó una tinción para la identificación de los minerales carbonatados según el método de Dickson (1965). La realización y descripción de las láminas delgadas fueron llevadas a cabo por el autor de este trabajo, en las instalaciones del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) de la ciudad de General Roca.

Pelitas/margas y <i>mudstones</i> enviados a Utah para análisis geoquímicos y mineralógicos (45 muestras)			
Localidad	Formación/Miembro	Muestra	Coordenadas GPS
El Portón	Formación Mulichinco	PO 02	37°12'18,64"S/69°41'45,89"O
El Portón	Formación Mulichinco	PO 03	37°12'18,65"S/69°41'45,17"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 05	37°12'18,98"S/69°41'43,02"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 07	37°12'19,30"S/69°41'42,78"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 08	37°12'19,23"S/69°41'42,66"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 09	37°12'19,19"S/69°41'42,41"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 10	37°12'19,16"S/69°41'42,17"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 11	37°12'19,13"S/69°41'41,95"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 12	37°12'19,14"S/69°41'41,58"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 13	37°12'19,03"S/69°41'41,49"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 14	37°12'18,93"S/69°41'40,92"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 15	37°12'18,77"S/69°41'40,07"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 16	37°12'17,18"S/69°41'38,94"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 17	37°12'17,45"S/69°41'38,81"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 18	37°12'17,30"S/69°41'38,74"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 19	37°12'17,50"S/69°41'38,31"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 20	37°12'18,65"S/69°41'37,06"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 21	37°12'18,37"S/69°41'36,83"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 22	37°12'12,09"S/69°41'33,50"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 23	37°12'12,34"S/69°41'32,86"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 24	37°12'12,31"S/69°41'32,19"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 25	37°12'12,09"S/69°41'30,38"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 27	37°12'12,15"S/69°41'30,38"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 28	37°12'12,04"S/69°41'28,78"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 29	37°12'12,13"S/69°41'28,16"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 30	37°12'12,03"S/69°41'27,33"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 30 A	37°12'12,03"S/69°41'27,33"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 31	37°12'11,71"S/69°41'25,47"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 31 RX	37°12'11,61"S/69°41'25,20"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 32	37°12'10,39"S/69°41'22,62"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 33	37°12'10,45"S/69°41'22,00"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 34	37°12'10,54"S/69°41'21,00"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 35	37°12'10,74"S/69°41'18,99"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 36	37°12'09,20"S/69°41'16,89"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 37	37°12'09,13"S/69°41'16,53"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 38 A	37°12'09,15"S/69°41'16,00"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 38 B	37°12'09,15"S/69°41'16,00"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 39	37°12'09,38"S/69°41'14,77"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 41	37°12'10,54"S/69°41'12,84"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 42	37°12'11,64"S/69°41'10,65"O
El Portón	Miembro Agua de la Mula	PO 44	37°12'09,46"S/69°41'08,38"O
Mina San Eduardo	Miembro Pilmatué	MSE 01	37°31'46,62"S/70°00'50,36"O
Mina San Eduardo	Miembro Pilmatué	MSE 04	37°30'55,16"S/70°01'47,25"O
Mina San Eduardo	Miembro Agua de la Mula	MSE 02	37°31'57,07"S/70°00'39,55"O
Mina San Eduardo	Miembro Agua de la Mula	MSE 03	37°31'59,39"S/70°00'38,63"O

Figura 6.1. Muestras enviadas a Utah, Estados Unidos, para los correspondientes análisis geoquímicos y mineralógicos.

Calizas, areniscas y tobas (11 muestras)			
Localidad	Formación/Miembro	Muestra	Coordenadas GPS
El Portón	Formación Mulichinco	PO 01	37°12'18,48"S/69°41'46,64"O
El Portón	Formación Mulichinco	PO 02 A	37°12'18,56"S/69°41'45,82"O
El Portón	Formación Mulichinco	PO 03 Panopea	37°12'18,66"S/69°41'45,72"O
El Portón	Formación Mulichinco	PO 04	37°12'18,65"S/69°41'44,96"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 06	37°12'19,29"S/69°41'42,76"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 06 A	37°12'19,29"S/69°41'42,76"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 30 X	37°12'12,03"S/69°41'27,33"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 35	37°12'10,74"S/69°41'18,99"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 35 T	37°12'10,25"S/69°41'18,12"O
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 40	37°12'09,87"S/69°41'14,27"O
El Portón	Miembro Avilé	PO 43	37°12'11,28"S/69°41'09,93"O

Figura 6.2. Muestras de calizas, areniscas y tobas tomadas en la localidad de El Portón.

Secciones en lámina delgada (6 muestras)		
Localidad	Formación/Miembro	Muestra
El Portón	Formación Mulichinco	PO 04
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 06 A
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 21
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 30 X
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 31 A
El Portón	Miembro Avilé	PO 43

Figura 6.3. Muestras seleccionadas para realizar las secciones en lámina delgada.

Para complementar la información petrográfica, fueron seleccionadas 5 muestras (Fig. 6.4) para realizarles un análisis de espectroscopía de energía dispersiva (EDS) en el microscopio electrónico de barrido (SEM) ubicado en las instalaciones del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Las observaciones del análisis se exponen en el anexo D, al final de este trabajo.

Muestras para EDS en microscopio electrónico (5 muestras)		
Localidad	Formación/Miembro	Muestra
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 15
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 29
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 32
El Portón	Miembro Pilmatué	PO 35
El Portón	Miembro Avilé	PO 43

Figura 6.4. Muestras seleccionadas para la realización del análisis de EDS.

Adicionalmente, fueron seleccionados seis pozos hidrocarburíferos de los yacimientos Filo Morado y El Portón, ubicados en la región de la fosa de Chos Malal, para contrastar y complementar los resultados del trabajo en afloramiento con información proveniente de subsuelo. Se eligieron los pozos teniendo en cuenta que hubieran perfilado completamente el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio y que tuvieran descripciones litológicas de *cutting* y de ser posible, análisis de testigos corona, estudios petrofísicos y ensayos de producción. La información fue suministrada por la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén.

Una vez concluidos los análisis de laboratorio, se ordenaron e interpretaron los resultados y observaciones desprendidos de los mismos, junto con la información obtenida de los pozos hidrocarburíferos consultados.

Finalmente, todos los datos se integraron y se procedió a la caracterización del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio como reservorio no convencional de tipo *shale*. Para esta última etapa, se realizaron comparaciones de las distintas propiedades evaluadas en este trabajo, con parámetros teóricos y propiedades equivalentes de otras formaciones que actúan como reservorios *shale*, tanto en Argentina como en América del Norte.

Capítulo 7. Descripción estratigráfica en El Portón

Como se expresó anteriormente, en la localidad de El Portón se realizó un perfil de 391 m desde los términos superiores de la Formación Mulichinco hasta la base del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, distanciados base y techo de la sección por 950 m sobre el terreno. Sobre esta sección se tomaron la gran mayoría de las muestras utilizadas en el presente trabajo para ayudar a caracterizar al Miembro Pilmatué de la Formación Agrio como reservorio no convencional de tipo *shale*.

En el presente capítulo se realiza una descripción de la sección perfilada en El Portón, la cual se encuentra esquematizada en el anexo B, al final de este trabajo. Los estratos recorridos, tienen un rumbo que varía entre N-S y NNE-SSO e inclinan entre 18° y 55° hacia el este.

Términos cuspidales de la Formación Mulichinco

La sección comienza 27 m por debajo del contacto entre la Formación Mulichinco y el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio.

El tramo superior de la Formación Mulichinco en la localidad de El Portón está constituido por una intercalación de estratos de areniscas finas a medias, pelitas verdes y en menor medida niveles de calizas de aproximadamente 10 cm de espesor. Tanto los estratos de areniscas como los de pelitas presentan espesores variables, encontrándose tanto en finas intercalaciones de pocas decenas de centímetros, como en bancos de hasta 4 m de espesor para ambas litologías.

Los estratos de areniscas presentan estratificación entrecruzada tangencial, planar (Fig. 7.1a) y de tipo *hummocky* (Fig. 7.1b). También se observan ondulitas y estructuras de deformación por carga (Fig. 7.1c). Presentan restos de bivalvos desarticulados y en

algunas superficies pueden verse trazas fósiles de organismos depositívoros y detritívoros (Fig. 7.1d) así como también trazas fósiles de *Thalassinoides* (Ehrenberg 1944) (Fig. 7.1e), todas ellas interpretadas como correspondientes a la icnofacies de *Cruziana* (Buatois *et al.* 2002). Adicionalmente se reconocen trazas fósiles de *Ophiomorpha* (Lundgren 1891) (Fig. 7.1f) interpretadas como correspondientes a la icnofacies de *Skolithos* (Buatois *et al.* 2002).

De acuerdo a la sección en lámina delgada realizada en una de las muestras de arenisca (muestra PO 04, anexo C), la misma se encuentra constituida principalmente por cristales angulosos a subangulosos de cuarzo y líticos. En menor medida presenta cristales de mica y feldespato, con calcita como material ligante. El cemento está compuesto principalmente por calcita ferrosa y dolomita. Los cristales de mica (biotita, moscovita y en menor proporción clorita) se orientan preferencialmente subparalelos a la estratificación, pero no se los ve deformados.

Los estratos de pelitas verdes dominan la secuencia correspondiente a la Formación Mulichinco junto con los niveles de areniscas, observándose en estos, fósiles asignados a *Panoepa* (Fig. 7.1g) en posición de vida.

Los niveles de calizas están compuestos principalmente por *floatstones* con bioclastos de *Trigonia* de hasta 8 cm (Fig. 7.1h), bivalvos indeterminados de hasta 5 cm y variadas trazas de organismos. También se intercalan niveles de *wackestones* y *rudstones* con fósiles milimétricos. Todos estos estratos tienen espesores menores a los 10 cm y se encuentran subordinados a los bancos de pelitas y de areniscas.

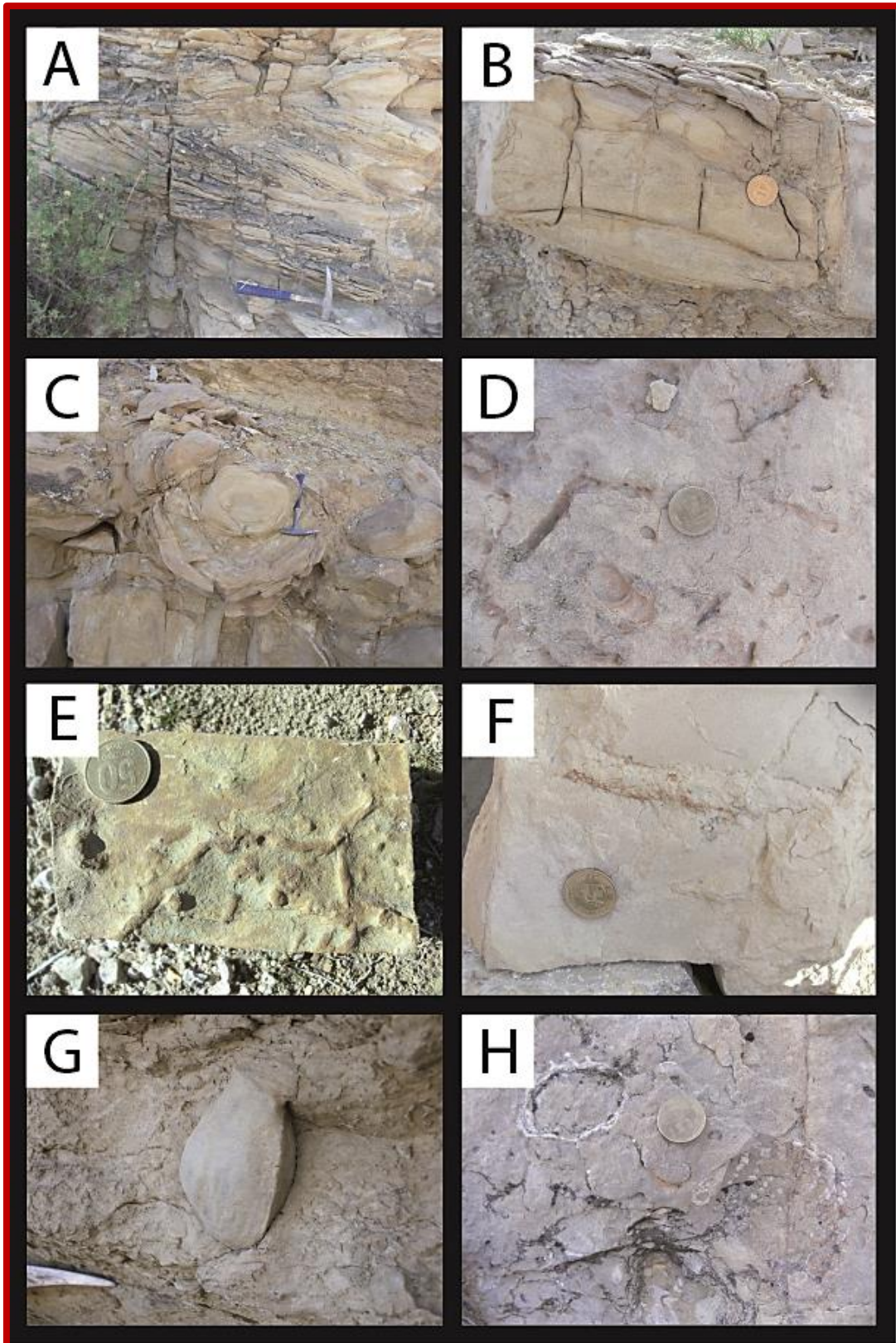


Figura 7.1. **A.** Arenisca con estratificación cruzada planar. **B.** Arenisca con laminación tipo *hummocky*. **C.** Estructuras de deformación por carga. **D.** Trazas de organismos detritívoros. **E.** Trazas de *Thalassinoides*. **F.** Trazas de *Ophiomorpha*. **G.** Fósil de *Panopea*. **H.** Fósiles de *Trigonina*.

Miembro Pilmatué de la Formación Agrio

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio es el intervalo que se describe más en detalle en la localidad de El Portón, debido a que es el principal objetivo del presente trabajo.

En la localidad, el Miembro Pilmatué tiene un espesor total de 342 m. Está caracterizado principalmente por potentes intervalos de pelitas y margas negras y grises que varían a castañas hacia la sección media y a verdes hacia los 50 m superiores de la unidad. Entre las pelitas/margas intercalan estratos de calizas, areniscas y tobas de espesores centimétricos, en distintas proporciones según la posición en la columna.

En los metros basales del Miembro Pilmatué (27 a 34 m de la sección) las pelitas y margas grises intercalan con *floatstones* de hasta 1,2 m de espesor y finos niveles de tobas de hasta 2 cm de espesor. Los *floatstones* son portadores de bivalvos desarticulados de hasta 5 cm y líticos diseminados, uno de ellos presenta un nivel de conglomerados finos de 5 cm de espesor en su base.

A partir de una muestra del nivel de *floatstone* que da inicio al Miembro Pilmatué, se realizó una sección en lámina delgada (muestra PO 06 A, anexo C), pudiendo observarse valvas desarticuladas de bivalvos en importante proporción (Fig. 7.2a), placas y espinas de equinodermos y en menor proporción ooides (Fig. 7.2b) inmersos en una matriz de barro micrítico. El cemento está constituido por calcita ferrosa y en menor proporción por yeso.

A partir de los 34 m y hasta los 85 m de sección, la misma se caracteriza por estar constituida casi totalmente por pelitas/margas negras, separadas por finos niveles de *mudstones* de menos de 10 cm de espesor, distanciados por algunos metros entre sí y en menor medida por niveles de tobas de similar espesor (Fig. 7.2c). Los niveles de *mudstones* presentan pequeños bivalvos fragmentados y diseminados y algunos de estos

bancos exhiben moldes de amonites del género *Pseudofavrella* (Leanza y Leanza 1973) (Fig. 7.2d). Hacia la parte superior de este intervalo se observan concreciones carbonáticas ovaladas de unos 35 cm de largo dentro de las pelitas/margas (Fig. 7.2e).

La muestra PO 15, correspondiente a un nivel de pelitas/margas, fue sometida a un análisis de EDS en microscopio electrónico, pudiendo observarse cristales de calcita con distintos grados de disolución y microcristales de cuarzo dentro de las cavidades disueltas (Fig. D.1, anexo D). Además se reconocieron cristales prismáticos de plagioclasa (Fig. D.2, anexo D).

En una muestra de un nivel de *mudstone* cercano al tope del intervalo se realizó una sección en lámina delgada (muestra PO 21, anexo C). La misma se encuentra compuesta casi en su totalidad por barro micrítico de calcita ferrosa y presenta calciesferas muy diseminadas.

Entre los 85 m y los 195 m de perfil, la sección sigue estando dominada por pelitas y margas que comienzan siendo de un color gris claro, luego pasan a un gris oscuro, luego a castañas para volver a un gris oscuro sobre el final de este intervalo. A diferencia del intervalo anterior, las pelitas/margas intercalan más regularmente con niveles de *mudstones* de hasta 50 cm de espesor y aparecen de manera subordinada estratos de areniscas finas a medias masivas de un promedio de 10 cm de espesor. En menor medida intercalan niveles de tobas que tienen en general, menos de 10 cm de espesor. Los niveles de *mudstones*, no suelen presentar fósiles más que pequeños fragmentos de bivalvos en muy baja proporción, pero algunos de ellos presentan moldes de amonites de los géneros *Chacantuceras* (Aguirre Urreta y Rawson 1999) (Fig. 7.2f) y *Decliveites* (Aguirre Urreta y Rawson 2010) (Fig. 7.2g) hacia la base del intervalo y del género *Holcoptychites* (Aguirre Urreta y Rawson 2003) hacia el tope del mismo (Fig. 7.2h). Sobre algunas superficies expuestas de estratos de *mudstones* pueden verse diaclasas

con distintas orientaciones que se cortan entre sí. En uno de los bancos, el cual tiene un nivel de areniscas por encima, se observan trazas de organismos depositívoros y detritívoros posiblemente correspondientes a la icnofacies de *Cruziana* (Buatois *et al.* 2002).

Las muestras PO 29 y PO 32, correspondientes a niveles de pelitas/margas, fueron sometidas a un análisis de EDS en microscopio electrónico. Pudieron observarse microfósiles de cocolitos de *Calcidiscus leptoporus* (Murray y Blackman 1898) muy bien preservados (Fig. D.3, anexo D), framboides de pirita con sectores de algunos de ellos afectados por disolución (Figs. D.4, D.5 y D.6, anexo D) y venas de anhidrita paralelas a la laminación de las arcillas (Fig. D.7, anexo D).

Se realizaron secciones delgadas de dos muestras de este intervalo, las muestras PO 30 X y PO 31 A (anexo C). Ambas se observan casi completamente reemplazadas por calcita ferrosa. En la muestra PO 30 X, el esqueleto reemplazado parece corresponder a trizas vítreas (Fig. 7.3a), e intervienen como cementos la caolinita y en menor medida el yeso. La muestra PO 31 A presenta cristales de biotita sin alterar que se encuentran intensamente deformados (Fig. 7.3b).

Entre los 195 m y los 236 m de perfil, las pelitas/margas de color gris oscuro pasan gradualmente a tonos de gris más claro. Los niveles de *mudstones* negros con poco contenido de bivalvos siguen intercalando constantemente con las pelitas/margas. Uno de los niveles de *mudstones* de 12 cm de espesor contiene trazas fósiles de *Thalassinoides* (Fig. 7.3c) interpretadas como correspondientes a la icnofacies de *Cruziana* (Buatois *et al.* 2002). Los estratos de areniscas y tobas se encuentran ausentes en este intervalo a excepción de un nivel de arenisca fina con *ripples* simétricos que se encuentra a unos 15 m por debajo del tope del mismo (Fig. 7.3d).

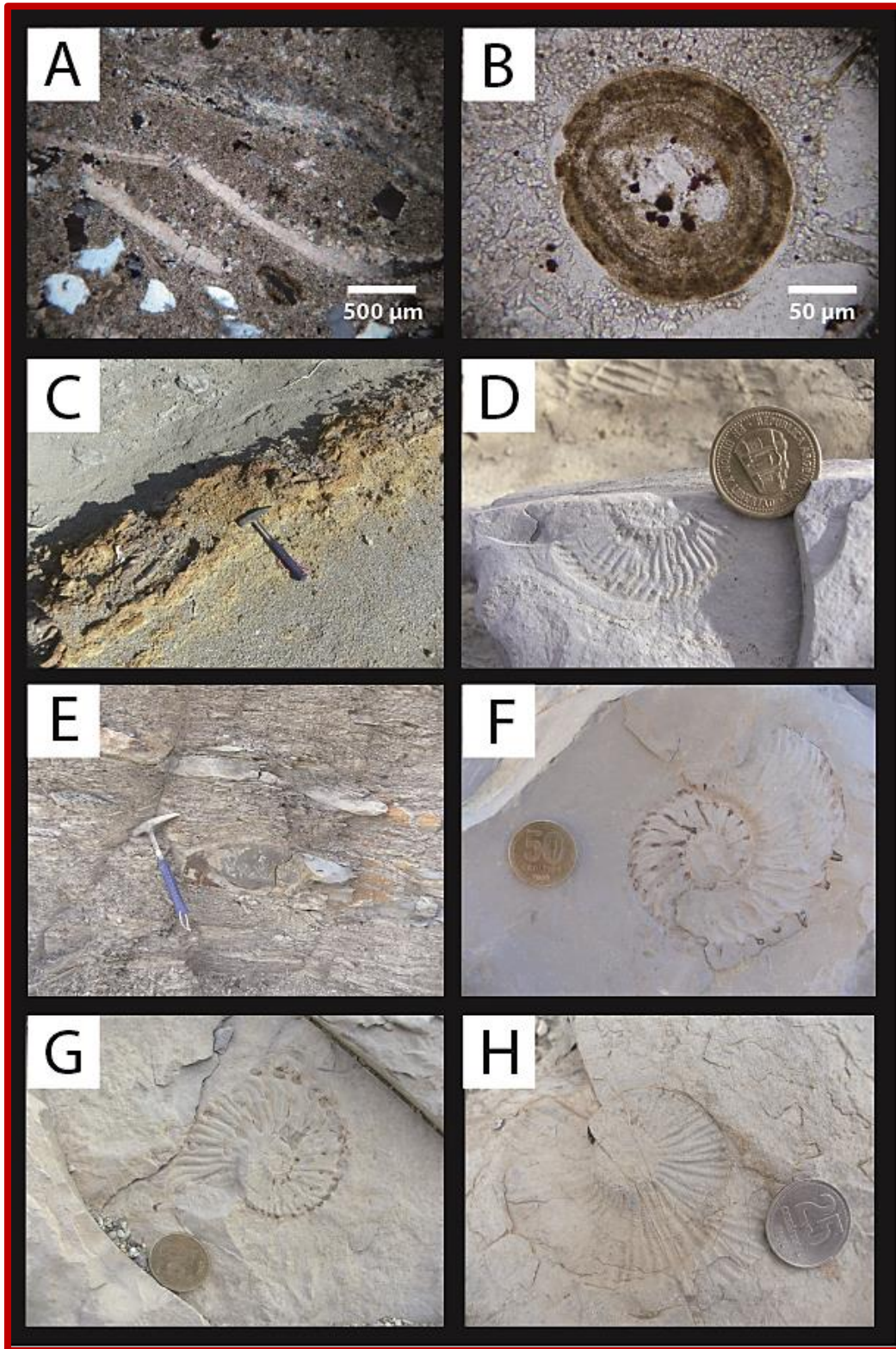


Figura 7.2. **A.** Valvas en lámina delgada del *floatstone* basal del Miembro Pilmatué. **B.** Ooide en lámina delgada del *floatstone* basal del Miembro Pilmatué. **C.** Nivel de tobas alteradas. **D.** Molde de amonite del género *Pseudofavrella*. **E.** Concreciones carbonáticas. **F.** Molde de amonite del género *Chacantuceras*. **G.** Molde de amonite del género *Decliveites*. **H.** Molde de amonite del género *Holcoptychites*.

Entre los 236 m y los 300 m de sección, las pelitas/margas se tornan de color gris más claro, e intercalan principalmente con niveles poco consolidados de areniscas tobáceas de unos 30 cm de espesor, los cuales están separados entre sí por distancias que varían entre 1 y 3 m. Estos estratos de areniscas tobáceas son de color amarillo pálido y no presentan fósiles o trazas. De manera muy subordinada intercalan niveles de *mudstones* negros de 15 cm de espesor promedio, los cuales presentan pequeños bivalvos diseminados en escasa proporción.

Se le realizó un análisis de EDS a la muestra PO 35 de pelitas/margas en este intervalo, observándose gran cantidad de fracturas subparalelas a la estratificación, algunas de ellas rellenas con anhidrita (Fig. D.8, anexo D). Además pudieron observarse microcristales de pirita euhedrales junto a cristales de calcita de mayor tamaño (Fig. D.9, anexo D).

Entre los 300 m y el tope del Miembro Pilmatué (369 m de sección), las pelitas pasan a ser de color verde, las areniscas tobáceas desaparecen para dar lugar a una intercalación de estratos de *mudstones* negros sin fósiles, areniscas finas masivas y niveles de tobas. Todos estos estratos que interrumpen a las pelitas son muy poco potentes, siempre por debajo de los 20 cm de espesor. Hacia los 330 m de sección, los bancos de areniscas y tobas desaparecen y la sucesión se convierte en una alternancia de pelitas verdes y niveles de *mudstones* negros sin fósiles. A partir de los 345 m y hasta el tope del miembro, vuelven a aparecer los estratos delgados de areniscas finas masivas y desaparecen los niveles de *mudstones*. En este último tramo se diferencia un estrato de 2,4 m de espesor de areniscas finas masivas verdes a rojizas.

Miembro Avilé y base del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio

El Miembro Avilé de la Formación Agrio en la localidad de El Portón queda acotado entre los 369 m y los 391 m de la sección perfilada. Está constituido por una alternancia de 22 m de pelitas y areniscas asignadas a un ambiente continental.

Las pelitas varían en tonalidad pasando de color gris en la base a marrón, violeta y verde en la sección media, para volver a un color gris claro hacia el techo del miembro.

Los estratos de areniscas no superan el metro de espesor, están constituidos por areniscas medias y contienen *climbing ripples* (Fig. 7.3e), *ripples* asimétricos y laminación de tipo paralela, entrecruzada tangencial y planar (Fig. 7.3f). En uno de los estratos de areniscas de mayor espesor cerca del techo del miembro, se pueden observar concreciones esferoidales de hasta 40 cm de largo que en ocasiones se encuentran amalgamadas entre ellas (Fig. 7.3g). Se realizó una sección delgada de uno de los estratos de areniscas del Miembro Avilé (muestra PO 43, anexo C) y pudo determinarse que la roca es clasto sostén, con un esqueleto conformado por cristales de cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa y líticos, rodeado de un material ligante compuesto por calcita ferrosa. Los granos del esqueleto presentan evidencia de fragmentación por desgaste entre los mismos. La muestra PO 43, fue sujeta adicionalmente a un análisis de EDS en microscopio electrónico, pudiendo observarse cemento caolinítico (Figs. D.10 y D.11, anexo D) y dolomítico (Fig. D.12, anexo D).

La base del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (391 m de sección) marca el tope del perfil, con un estrato de pelitas/margas negras de 60 cm de espesor (Fig. 7.3h). Este nivel puede correlacionarse con las pelitas negras laminadas con *Spitidiscus*, descritas por Rawson y Aguirre Urreta (2012) para la base del Miembro Agua de la Mula.

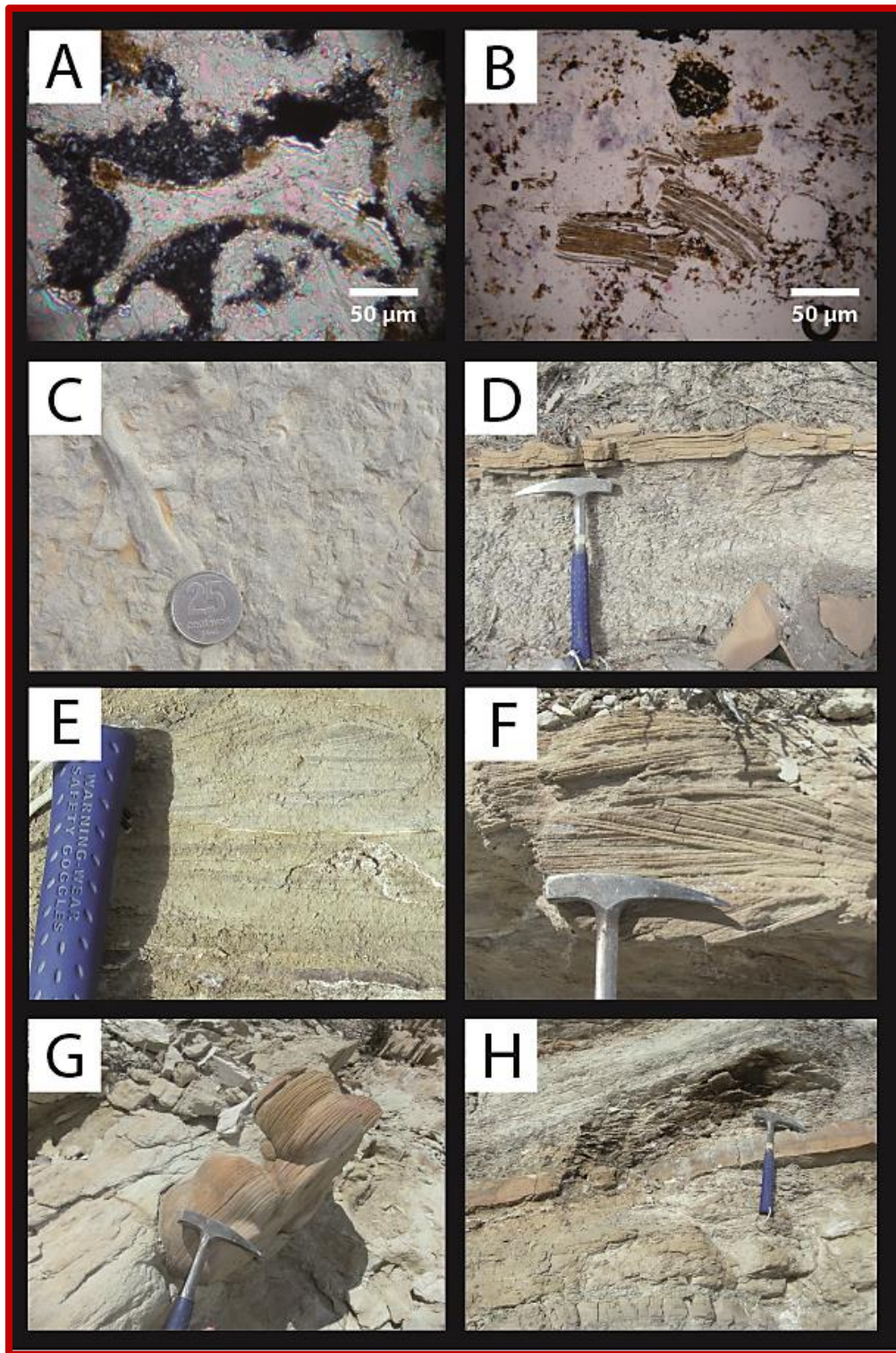


Figura 7.3. A. Triza vítrea reemplazada por calcita y rodeada de cemento caolinítico en lámina delgada. B. Cristal de biotita deformado en lámina delgada. C. Trazas de *Thalassinoides*. D. Areniscas con *ripples* simétricos en los términos cuspidales del Miembro Pilmatué E. *Climbing ripples* en areniscas de la base del Miembro Avilé. F. Laminación entrecruzada tangencial planar en el Miembro Avilé. G. Concreciones al tope del Miembro Avilé. H. Pelitas negras en la base del Miembro Agua de la Mula.

Paleoambiente y estratigrafía secuencial del Miembro Pilmatué en El Portón

Como ya se ha expresado previamente en el capítulo 4 de este trabajo, la depositación del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio está asociada a un ambiente de rampa marina con lenta subsidencia y ha sido acumulado durante períodos transgresivos y de nivel de mar alto (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991). De acuerdo a los modelados paleogeográficos generales (Legarreta y Uliana 1991, 1996, 1999, Spalletti *et al.* 2011), los depósitos marinos más profundos se localizan hacia el sector occidental de la cuenca, mientras que los someros prevalecen en la región morfoestructural del engolfamiento Neuquino (Fig. 4.4).

Desde el punto de vista paleoambiental, los miembros Pilmatué y Agua de la Mula de la Formación Agrio, se han acumulado en un ambiente marino abierto desde zonas de cuenca *offshore* hasta *shoreface*, con dominio de la acción de olas, tanto de buen tiempo como de tormentas (Spalletti *et al.* 2001a, 2001b). Según Schwarz *et al.* (2011) los estratos de areniscas masivas en estos contextos de rampa marina se habrían depositado a partir de flujos gravitatorios con alta concentración de sedimentos.

En la zona de estudio, las observaciones son consistentes con su ubicación dentro de los modelos paleogeográficos, que la ubican dentro del ámbito de plataforma externa. Hacia la base del Miembro Pilmatué se encuentran los intervalos correspondientes a la máxima inundación, marcados por los espesos bancos de pelitas/margas negras con niveles de *mudstones* negros masivos intercalados y distanciados entre sí. Por encima se produce un lento proceso de somerización donde las pelitas y margas pasan a colores grises, marrones y finalmente verdes, mientras que los niveles de *mudstones* empiezan a intercalar con estratos de areniscas y niveles de tobas para finalmente llegar a ser una intercalación de pelitas verdes y bancos de areniscas cerca del tope del miembro.

La base del Miembro Pilmatué y por lo tanto de la Formación Agrio, está marcada por una superficie transgresiva o de máxima regresión (MRS, por sus siglas en inglés) de alcance regional denominada por Schwarz y Howell (2005) como “Superficie Transgresiva Maestra”. Esta superficie se sobrepone a los depósitos de cuña de mar bajo (LST, por sus siglas en inglés) de la Formación Mulichinco, representada en la localidad de El Portón por la alternancia de pelitas verdes, areniscas laminadas y calizas, en el marco de una regresión normal del sistema depositacional (Fig. 7.4). Estos depósitos dan inicio a un cortejo transgresivo (TST, por sus siglas en inglés), representado en la zona de estudio por los depósitos de pelitas/margas negras de gran espesor basales del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Fig. 7.4). Dentro de esta zona se ubica la superficie de máxima inundación (MFS, por sus siglas en inglés) del cortejo transgresivo. Por encima de la MFS comienzan los depósitos de cuña de mar alto (HST, por sus siglas en inglés) en un contexto de regresión normal del sistema depositacional, representado en la localidad de El Portón por los depósitos del Miembro Pilmatué contenidos entre la superficie de máxima inundación y el tope del miembro (Fig. 7.4). Estos depósitos indican la lenta regresión del sistema y están registrados en afloramiento por el pasaje de pelitas/margas negras a grises, marrones y verdes y por el incremento gradual en la intercalación de niveles de areniscas secuencia arriba (Fig. 7.4).

El tope del Miembro Pilmatué se encuentra representado por una discontinuidad regional, sobre la cual comienzan los depósitos de una cuña de mar bajo (LST) asociada a las pelitas y areniscas continentales del Miembro Avilé de la Formación Agrio (Fig. 7.4). Los cortejos transgresivos y regresivos de esta nueva secuencia están representados por el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (Fig. 7.4).

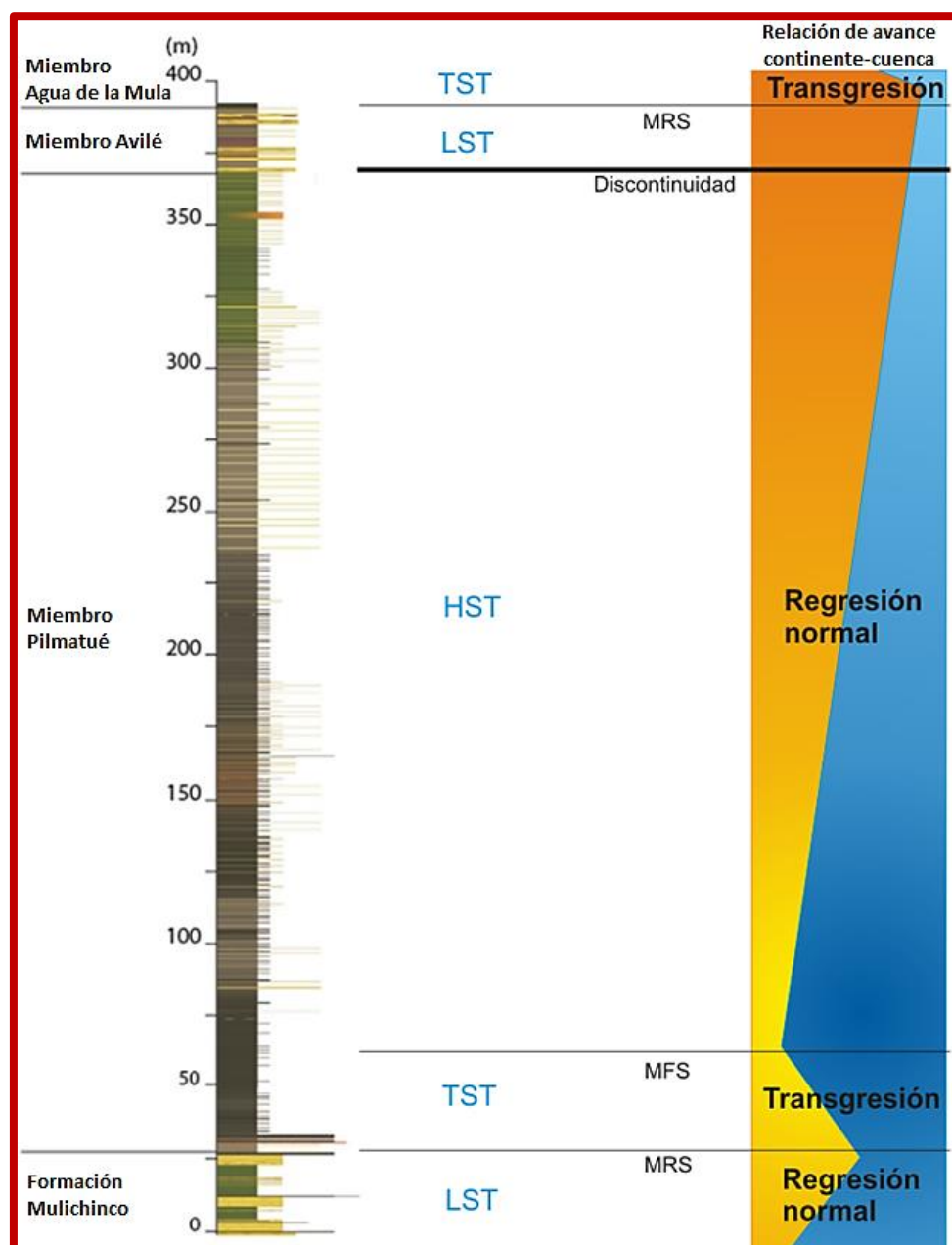


Figura 7.4. Cortejos y superficies de la estratigrafía secuencial asociadas a la sección perfilada en El Portón. Un cortejo de cuña de mar bajo (LST) está asociado a la regresión normal de los términos cuspidales de la Formación Mulichinco. Luego de una superficie de máxima regresión (MRS) o superficie transgresiva, comienzan los depósitos del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio y con éste, el cortejo transgresivo (TST). Rápidamente se alcanza la superficie de máxima inundación (MFS) que da inicio a la regresión normal del cortejo de cuña de mar alto (HST), que llega hasta la base del Miembro Avilé marcado por una discontinuidad regional. Continúa luego la regresión normal con el cortejo de cuña de mar bajo (LST) del Miembro Avilé hasta la base del Miembro Agua de la Mula, donde mediante una superficie de máxima regresión (MRS) comienza un nuevo cortejo transgresivo.

Capítulo 8. Geoquímica y mineralogía de las muestras

Propiedades geoquímicas de las muestras

Métodos de análisis de rocas generadoras en laboratorio

Dentro de la caracterización geoquímica que suele hacerse en los potenciales reservorios *shale*, se incluyen la evaluación del contenido orgánico de la roca, la calidad del kerógeno y la madurez de la materia orgánica.

En el interior de una cuenca sedimentaria, los hidrocarburos se forman por la alteración de materia orgánica a temperaturas entre 50 y 175°C durante largos periodos de tiempo (Magoon y Dow 1994), por lo que al realizar los experimentos en laboratorio es necesario trabajar con temperaturas más altas para que estas reacciones se produzcan a intervalos de tiempo medibles. Fuera de estas diferencias, los ensayos de laboratorio son adecuados para interpretar datos de las rocas (Harwood 1982). Sin embargo, si todo el contenido de materia orgánica de una roca se ha perdido debido a la exposición del sedimento a altas temperaturas, solo quedarán compuestos ricos en carbono como residuos condensados y grafito, haciendo imposible la obtención de hidrocarburo en el laboratorio (Tissot *et al.* 1971).

El carbono es un constituyente esencial de cualquier compuesto orgánico, por lo que una forma de evaluar la riqueza orgánica de una roca consiste en medir su contenido de este elemento. La medición del contenido orgánico total (TOC, por sus siglas en inglés) de una roca es el primer paso antes de realizar otros procedimientos de clasificación como la pirólisis o la reflectancia de la vitrinita. Los valores de TOC pueden obtenerse por combustión directa de sólo un gramo de la roca. La misma es llevada a una temperatura de 1200°C y el carbono contenido en el kerógeno se convierte en CO y

CO₂. Las fracciones de carbono liberadas, se convierten en TOC y se registran como porcentaje en peso másico de la roca.

El valor del TOC indica la cantidad de materia orgánica en la roca, pero no la calidad de la misma. Para este objetivo es que se utiliza, por ejemplo, la técnica de pirólisis.

La pirólisis consiste en el calentamiento de la materia orgánica en ausencia de oxígeno. Este proceso hace que los hidrocarburos se separen en compuestos más simples y livianos. La técnica de pirólisis programada Rock-Eval (Espitalié *et al.* 1977, Tissot 1984) consiste en someter a las muestras de roca a altas temperaturas para obtener resultados que en la naturaleza tomarían millones de años en ocurrir.

Durante un proceso de pirólisis Rock-Eval, las muestras se calientan dentro de una atmósfera inerte de helio o nitrógeno. Los compuestos orgánicos liberados durante el proceso de calentamiento se miden con un detector de ionización de llama (FID). Los detectores infrarrojos (IR) sensibles, miden el CO y el CO₂ liberado. Una termocupla monitorea las temperaturas y las mediciones son registradas en un pirograma.

Las muestras son calentadas por etapas, e inicialmente se mantienen a una temperatura constante de 300°C durante varios minutos. Luego comienza un periodo de calentamiento programado de 25°C por minuto hasta llegar a una temperatura máxima aproximada de 850°C.

Durante la primera etapa, cualquier volumen de petróleo y gas libre, que haya sido generado previamente es destilado y liberado de la roca. Durante la siguiente etapa se generan hidrocarburos por medio del craqueo térmico del kerógeno insoluble, proceso químico mediante el cual, se quiebran moléculas del compuesto produciendo así compuestos más simples. Conforme aumenta la temperatura, el kerógeno libera CO₂ además de hidrocarburos.

El ensayo de pirólisis, que básicamente consta en la aplicación de calor, se ilustra mediante una serie de picos que se pueden observar en un pirograma.

El primer pico del pirograma se denomina S1, el mismo registra los hidrocarburos que se liberan de la muestra de roca previamente al craqueo del kerógeno. Esto ocurre durante la primera etapa de calentamiento a 300°C de temperatura. Estos hidrocarburos se generan en el subsuelo por procesos naturales, pero recién son expulsados durante el proceso de pirólisis. Puntualmente, el pico S1 representa la cantidad de miligramos de hidrocarburos libres que pueden destilarse debido a la temperatura por cada gramo de muestra (Espitalié *et al.* 1977).

El segundo pico se denomina S2. Este valor representa los hidrocarburos que son liberados de la muestra durante la segunda etapa de aplicación de calor programado, durante el proceso de pirólisis. Estos hidrocarburos son generados por el craqueo del kerógeno y de los hidrocarburos libres de alto peso molecular que no llegan a evaporarse en el pico S1. El pico S2 indica los miligramos de hidrocarburos residuales contenidos en un gramo de roca, en otras palabras, representa la cantidad potencial de hidrocarburos que podría seguir produciendo la roca generadora en el caso de que el proceso de maduración térmica continuara. El valor de S2 puede reducirse en las muestras de afloramiento debido a los efectos de la meteorización, ya que la relación atómica H/C se reduce por oxidación (van Krevelen 1984).

Una medición importante que se desprende del ensayo Rock-Eval es la del CO₂, representado de varias maneras en este tipo de análisis. El pico S3 indica el CO₂ que se libera debido al craqueo térmico del kerógeno durante la pirólisis a temperaturas inferiores a 390°C y se expresa en miligramos por gramo de roca. Se ve afectado por la descomposición de la matriz, particularmente durante la meteorización o la interacción entre los minerales de la misma. Normalmente, los valores de S3 mayores a 200 mg

CO₂/g de roca son anormalmente altos y pueden deberse a altas concentraciones de carbonatos que se craquean a temperaturas inferiores a 390°C y pueden o no ser válidos (Peters y Cassa 1994). El pico S3 es un indicador de la cantidad de oxígeno en el kerógeno y se usa para calcular el índice de oxígeno.

Las temperaturas del proceso de pirólisis se registran y producen el pico *Tmax*, que representa la temperatura del horno durante el periodo de mayor producción de hidrocarburos. El valor de *Tmax* es alcanzado durante la segunda etapa de la pirólisis, en la que el craqueo del kerógeno y de los hidrocarburos pesados produce el pico S2 (Peters y Cassa 1994). *Tmax* se mide en °C y es importante ya que indica la madurez termal de la roca. Si la roca no ha estado sujeta a una temperatura de ventana de generación de hidrocarburos a lo largo de su historia evolutiva, al ser calentada durante el proceso de pirólisis producirá hidrocarburos, ya que no ha sido alterada anteriormente. En cambio, si la materia orgánica es más madura, se necesitará más temperatura para hacerla producir hidrocarburos, debido a que ya se ha empobrecido. *Tmax* se va a ver afectada por la presencia de hidrocarburos libres pesados, que causan valores anormalmente bajos, menores a 400°C. También se verá afectada por materia orgánica retrabajada o ionización salina, que podrían causar valores de *Tmax* anormalmente altos, mayores a 550°C (Peters y Cassa 1994).

Indicadores importantes

Las mediciones obtenidas en el proceso de pirólisis Rock-Eval ofrecen conocimientos acerca de la composición química y la madurez de la materia orgánica contenida en la roca generadora. La relación que existe entre los componentes, constituye la base para los índices utilizados en la interpretación de las características de las rocas (Espitalié *et al.* 1977).

El índice de hidrógeno (HI, por sus siglas en inglés), se obtiene a partir de la relación entre el hidrógeno y el TOC y se define como $100 \cdot S_2 / \text{TOC}$. El HI es proporcional a la cantidad de hidrógeno que tiene el kerógeno, por lo que un HI alto indica un mayor potencial para la generación de petróleo. De igual forma, el tipo de kerógeno puede deducirse a partir de este índice, los kerógenos de Tipo I suelen ser ricos en hidrógeno mientras que los de Tipo III son pobres en este elemento. El HI decrece con la maduración de la roca y puede ser disminuido por la meteorización o las interacciones minerales en la matriz, las cuales producen una reducción en el valor de S_2 . Los organismos y algas de origen marino normalmente están compuestos por materia orgánica rica en lípidos y proteínas, donde la relación H/C es más alta que en los constituyentes ricos en carbohidratos de las plantas terrestres.

El índice de oxígeno (OI, por sus siglas en inglés) se obtiene a partir de la relación entre el CO_2 y el TOC, definiéndose como $100 \cdot S_3 / \text{TOC}$. El OI se relaciona con la cantidad de oxígeno que contiene el kerógeno y es útil para determinar la maduración y el tipo de kerógeno. El kerógeno de Tipo III tiene un OI más alto que los restantes. El OI puede aumentar por acción de la meteorización o por las interacciones minerales en la matriz, las cuales elevan el valor de S_3 . Valores de OI mayores a 100, son indicadores de materia orgánica continental o de materia orgánica inmadura de cualquier proveniencia (Espitalié *et al.* 1977).

El índice de producción (PI, por sus siglas en inglés) se obtiene debido a la relación que existe entre los hidrocarburos generados durante la primera y la segunda etapa del proceso de pirólisis (Espitalié *et al.* 1977). Se define como $S_1 / (S_1 + S_2)$ y puede utilizarse para caracterizar la evolución de la materia orgánica, ya que el índice PI tiende a incrementarse gradualmente con la profundidad en una roca de grano fino. Por otro lado, este índice tiende a aumentar con la maduración de la roca generadora antes

de la expulsión de los hidrocarburos, a medida de que los componentes degradables térmicamente del kerógeno se convierten en hidrocarburos libres (Peters 1986).

Evaluación de las muestras analizadas en el presente trabajo

Para evaluar geoquímicamente las muestras de pelitas/margas y *mudstones* tomadas en las localidades de trabajo, se les efectuaron análisis de TOC y pirólisis Rock-Eval en el *Energy & Geoscience Institute* (EGI) de la Universidad de Utah, Estados Unidos.

Se analizaron un total de 45 muestras de pelitas/margas y *mudstones* de las localidades de El Portón y Mina San Eduardo (Fig. 6.1). Las muestras PO 27, PO 28, PO 37 y PO 44, arrojaron valores de TOC entre 10 y 18 wt.%, los cuales se encuentran muy por encima de los TOC máximos cercanos a 5 wt.% registrados para la Formación Agrio, tanto en la zona de interés como en la cuenca en general. Por esta razón, dichas muestras aisladas se desestimaron para los análisis geoquímicos del presente trabajo.

Los resultados de los análisis de TOC y pirólisis Rock-Eval de las muestras restantes, se pueden visualizar en la tabla de la figura 8.1.

El Portón									
Muestra	TOC	Tmax	S1	S2	S3	OSI	PI	HI	OI
PO 02	0,21	466	0,05	0,24	0,36	24	0,18	112	169
PO 03	0,42	588	0,05	0,23	0,24	11	0,18	55	57
PO 05	0,32	324	0,05	0,24	0,23	16	0,19	74	70
PO 07	3,41	441	0,41	12,05	0,45	11	0,03	353	13
PO 08	3,48	443	0,47	10,02	0,48	13	0,05	288	13
PO 09	2,24	446	0,55	6,89	0,28	24	0,07	306	12
PO 10	2,12	445	0,5	6,22	0,32	23	0,07	293	15
PO 11	2,47	445	0,38	5,8	0,42	15	0,06	234	16
PO 12	2,62	443	0,44	6,04	0,65	16	0,07	230	24
PO 13	4,16	442	0,75	10,32	0,85	17	0,07	247	20
PO 14	2,17	445	0,43	3,8	0,86	19	0,1	175	39
PO 15	4,84	441	1,03	11,01	0,76	21	0,09	227	15
PO 16	3,59	443	0,66	7,35	0,74	18	0,08	204	20
PO 17	3,59	443	0,99	12,97	0,28	27	0,07	361	7
PO 18	3,53	442	0,52	8,27	0,84	14	0,06	234	23
PO 19	0,6	445	0,19	1,17	0,32	31	0,14	195	53
PO 20	2,37	444	0,55	4,93	0,65	23	0,1	207	27
PO 21	0,84	445	0,42	1,83	0,25	49	0,19	217	29
PO 22	0,45	447	0,06	0,41	0,39	13	0,13	90	85
PO 23	1,5	446	0,98	5,71	0,25	65	0,15	381	16
PO 24	1,43	443	0,64	4,21	0,32	44	0,13	294	22
PO 25	4,77	442	1,11	21,9	0,3	23	0,05	459	6
PO 29	4,36	444	1,9	19,59	0,24	43	0,09	449	5
PO 30	2,77	440	0,97	10,7	0,36	35	0,08	386	12
PO 30 A	1,02	444	0,12	1,43	0,58	11	0,08	140	56
PO 31	0,48	448	0,06	0,35	0,63	11	0,14	73	131
PO 31 RX	0,72	448	0,08	0,55	0,52	10	0,12	76	72
PO 32	3,18	437	0,98	9,55	0,59	30	0,09	300	18
PO 33	2,02	442	0,53	6,51	0,57	26	0,08	321	27
PO 34	0,52	444	0,06	0,47	0,49	11	0,11	89	93
PO 35	2,91	439	0,7	13,55	0,44	23	0,05	465	15
PO 36	0,71	443	0,12	1,36	0,42	16	0,08	192	60
PO 38 A	2,69	437	1,14	12,66	0,24	42	0,08	470	8
PO 38 B	2,73	445	0,19	5,92	0,89	7	0,03	216	32
PO 39	0,35	597	0,05	0,22	0,34	14	0,19	63	98
PO 41	0,31	597	0,05	0,21	0,25	16	0,19	69	82
PO 42	0,47	599	0,06	0,22	0,31	11	0,2	47	65
Mina San Eduardo									
Muestra	TOC	Tmax	S1	S2	S3	OSI	PI	HI	OI
MSE 01	0,52	458	0,05	0,27	0,34	10	0,16	50	65
MSE 02	2,09	449	0,18	3,84	0,66	8	0,04	183	31
MSE 03	3,28	447	0,34	7,86	0,52	10	0,04	239	15
MSE 04	2,11	462	0,37	2,06	0,38	17	0,15	97	18

Figura 8.1. Resultados de los análisis de TOC y pirólisis Rock-Eval para las muestras colectadas en el campo.

Contenido de materia orgánica (TOC)

El contenido de materia orgánica de las muestras (TOC) para ambas localidades de trabajo evidencia una gran variabilidad, con valores entre 0,21 y 4,84 wt.% (Fig. 8.1). En la figura 8.2 se presentan los valores de TOC de las muestras recolectadas en el campo, posicionadas con respecto a su ubicación en la columna perfilada en la localidad de El Portón. Para las muestras de Mina San Eduardo, la ubicación de las mismas es sólo comparativa, ya que no se realizó un perfil de detalle en dicha localidad.

En la localidad de El Portón, a partir de los resultados de TOC de las muestras, se definieron 2 intervalos de interés como roca generadora dentro del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Fig. 8.2), con valores superiores a 1 wt.% de TOC. Se tomó el valor de corte de 1 wt.% de TOC, de acuerdo a las características definidas por Jarvie (2012) para los sistemas de reservorios *shale* más eficientes.

El intervalo inferior de interés, tiene aproximadamente 100 m de espesor y está comprendido entre las muestras PO 07 y PO 30 A (Fig. 8.2). De las muestras del rango, 19 presentan buenos valores de TOC entre 1,02 y 4,84 wt.%, mientras que sólo 3 de ellas (PO 19, PO 21 y PO 22) tienen valores menores a 1 wt.% de TOC (Figs. 8.1 y 8.2).

El intervalo superior de interés tiene aproximadamente 140 m de espesor y está comprendido entre las muestras PO 32 y PO 38 A/B (Fig. 8.2). De las muestras del rango, 5 presentan valores altos de TOC entre 2,02 y 3,18 wt.%, mientras que 2 de ellas (PO 34 y PO 36) tienen valores inferiores a 1 wt.% de TOC (Figs. 8.1 y 8.2).

Si bien el intervalo inferior de interés es el que contiene valores más altos de TOC, cabe aclarar que el mismo presenta una mayor densidad de muestreo que el intervalo superior de interés.

Tanto las muestras pertenecientes al intervalo superior de la Formación Mulichinco, como las muestras del Miembro Pilmatué fuera de los intervalos de interés, presentan

valores inferiores al 1 wt.% de TOC (Figs. 8.1 y 8.2), por lo que son consideradas sin potencial para constituir rocas generadoras.

En la localidad de Mina San Eduardo, las muestras MSE 02, MSE 03 y MSE 04 presentan valores altos de TOC, entre 2,09 y 3,28 wt.% (Figs. 8.1 y 8.2). Las muestras MSE 02 y MSE 03 corresponden a la base del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (Fig. 8.2), mientras que la muestra MSE 04 corresponde a niveles cercanos a la base del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, pudiéndose correlacionar con el intervalo inferior de interés establecido en El Portón (Fig. 8.2). La muestra MSE 01, que corresponde a los niveles cuspidales del Miembro Pilmatué, presenta un valor de TOC de 0,52 wt.% (Figs. 8.1 y 8.2) y se podría correlacionar con los tramos superiores del mismo miembro en la localidad de El Portón (Fig. 8.2), los cuales presentan pobres valores de TOC, por debajo del 1 wt.% (Figs. 8.1 y 8.2).

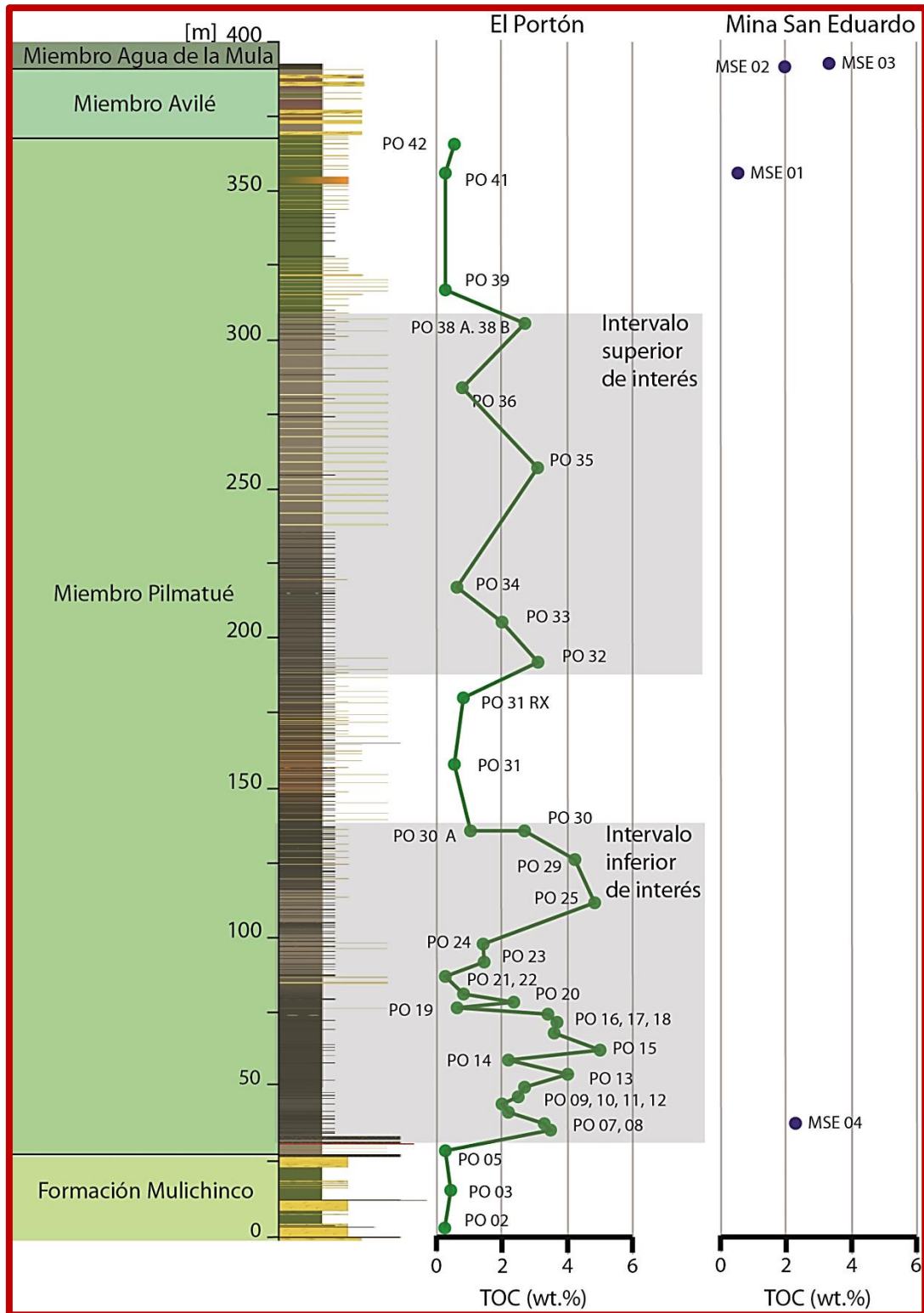


Figura 8.2. Valores de contenido orgánico total (TOC) de las muestras recolectadas en las localidades de trabajo, comparadas con la sección esquemática levantada en El Portón.

Hidrocarburos libres (S1)

Los hidrocarburos que se liberan de manera previa al craqueo del kerógeno (pico S1 del proceso de pirólisis) varían entre 0,05 y 1,9 mg HC/g de roca para ambas localidades muestreadas (Fig. 8.1). En la figura 8.3 se presentan los valores de S1 de las muestras recolectadas en el campo, posicionadas con respecto a su ubicación en la columna perfilada en la localidad de El Portón. Para las muestras de Mina San Eduardo, la ubicación de las mismas es sólo comparativa, ya que no se realizó un perfil de detalle en dicha localidad.

En la localidad de El Portón, pueden definirse los mismos intervalos de interés dentro del Miembro Pilmatué, definidos según los valores de TOC (Fig. 8.2).

El intervalo inferior de interés, puede visualizarse según los valores de S1 en la figura 8.3. Queda comprendido entre las muestras PO 07 y PO 30 A, manteniendo los 100 m de espesor definidos anteriormente. De las muestras del rango, 16 presentan buenos valores de S1 entre 0,41 y 1,9 mg HC/g de roca, mientras que sólo 3 de ellas (PO 19, PO 22 y PO 30 A) tienen valores menores a 0,4 mg HC/g de roca (Figs. 8.1 y 8.3).

El intervalo superior de interés, puede visualizarse según los valores de S1 en la figura 8.3. El mismo, queda comprendido entre las muestras PO 32 y PO 38 A/B, manteniendo los 140 m de espesor definidos anteriormente. De las muestras del rango, 5 presentan valores altos de S1 entre 0,53 y 1,14 mg HC/g de roca, mientras que sólo 3 de ellas (PO 34, PO 36 y PO 38 B) exhiben valores menores a 0,4 mg HC/g de roca (Figs. 8.1 y 8.3).

Tanto las muestras pertenecientes al intervalo superior de la Formación Mulichinco, como las muestras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio fuera de los intervalos

de interés, presentan valores inferiores a 0,1 mg HC/g de roca (Figs. 8.1 y 8.3) coincidiendo con los intervalos de bajo TOC establecidos en el punto anterior.

En la localidad de Mina San Eduardo, las muestras MSE 03 y MSE 04 presentan buenos valores de S1, con 0,34 mg HC/g de roca para la muestra MSE 03 y 0,37 mg HC/g de roca para la muestra MSE 04 (Figs. 8.1 y 8.3). Las muestras MSE 01 y MSE 02 presentan valores de S1 inferiores a 1 mg HC/g de roca (Figs. 8.1 y 8.3).

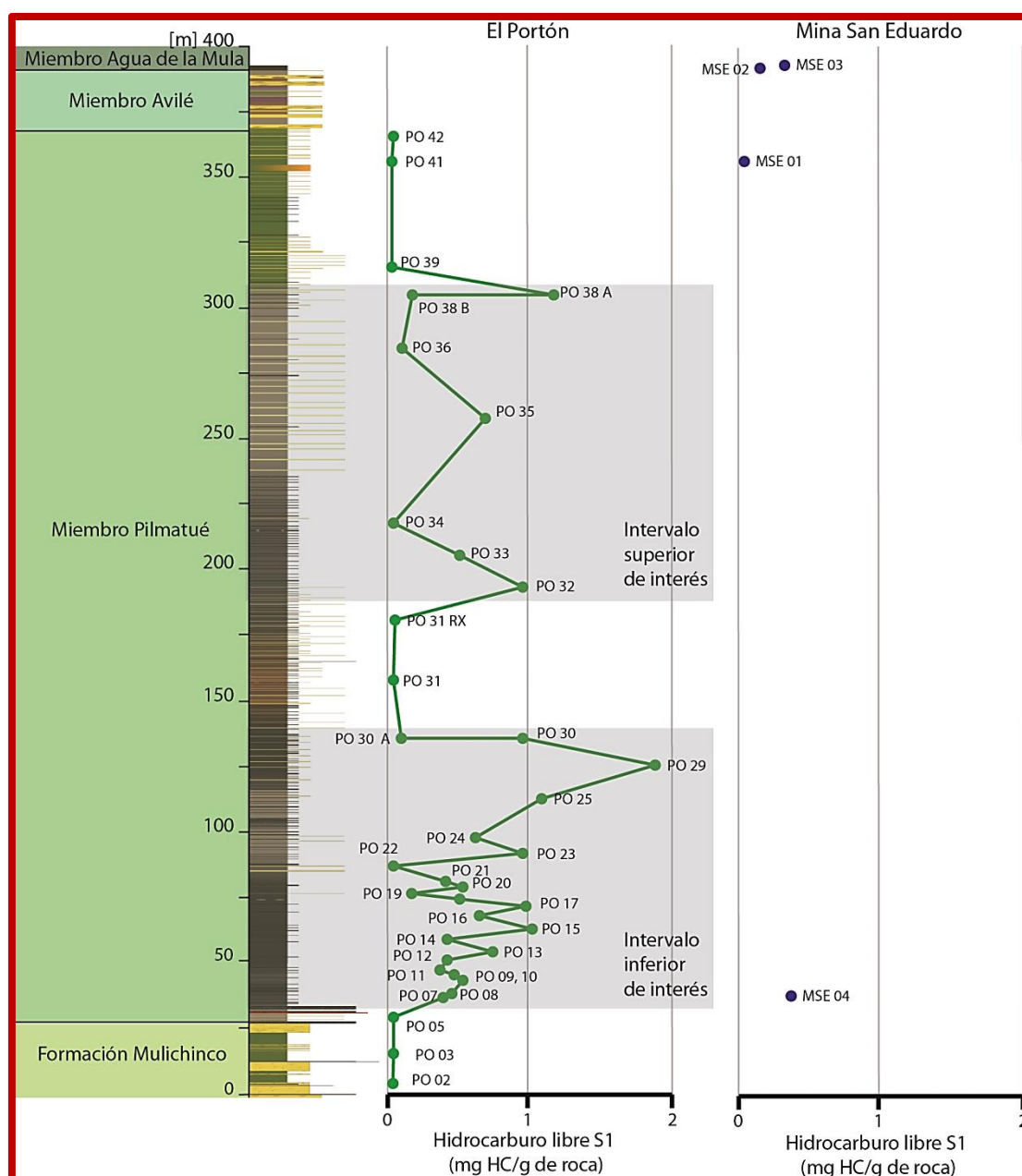


Figura 8.3. Valores de hidrocarburo libre (S1) de las muestras recolectadas en las localidades de trabajo, comparadas con la sección esquemática levantada en El Portón.

Hidrocarburos residuales (S2)

Los hidrocarburos generados por el craqueo de los hidrocarburos pesados y la descomposición térmica del kerógeno, registran valores que varían entre 0,21 y 21,9 mg HC/g de roca entre ambas localidades de trabajo (Fig. 8.1). En la figura 8.4 se presentan los valores de S2 de las muestras recolectadas en el campo, posicionadas con respecto a su ubicación en la columna perfilada en la localidad de El Portón. Para las muestras de Mina San Eduardo, la ubicación de las mismas es sólo comparativa, ya que no se realizó un perfil de detalle en dicha localidad.

En la localidad de El Portón, pueden definirse los mismos intervalos de interés dentro del Miembro Pilmatué que fueron definidos según los valores de TOC (Fig. 8.2) y correlacionados según los valores de S1 (Fig. 8.3).

El intervalo inferior de interés, puede visualizarse según los valores de S2 en la figura 8.4. Queda comprendido entre las muestras PO 07 y PO 30A, manteniendo los 100 m de espesor definidos anteriormente. De las muestras del intervalo, 18 presentan valores altos de S2 entre 3 y 21,9 mg HC/g de roca, mientras que sólo 4 de ellas (PO 19, PO 21, PO 22 y PO 30 A) tienen valores menores a 2 mg HC/g de roca (Figs. 8.1 y 8.4).

El intervalo superior de interés, puede visualizarse según los valores de S2 en la figura 8.4. Queda comprendido entre las muestras PO 32 y PO 38 A/B, manteniendo los 140 m de espesor definidos anteriormente. De las muestras del rango, 5 presentan valores buenos de S2 entre 5,92 y 13,55 mg HC/g de roca, mientras que sólo 2 de ellas (PO 34 y PO 36) exhiben valores menores a 2 mg HC/g de roca (Figs. 8.1 y 8.4).

Tanto las muestras pertenecientes al intervalo superior de la Formación Mulichinco, como las muestras del Miembro Pilmatué fuera de los intervalos de interés, presentan valores inferiores a 1 mg HC/g de roca (Figs. 8.1 y 8.4) coincidiendo con los intervalos de valores bajos de TOC y S1 establecidos anteriormente.

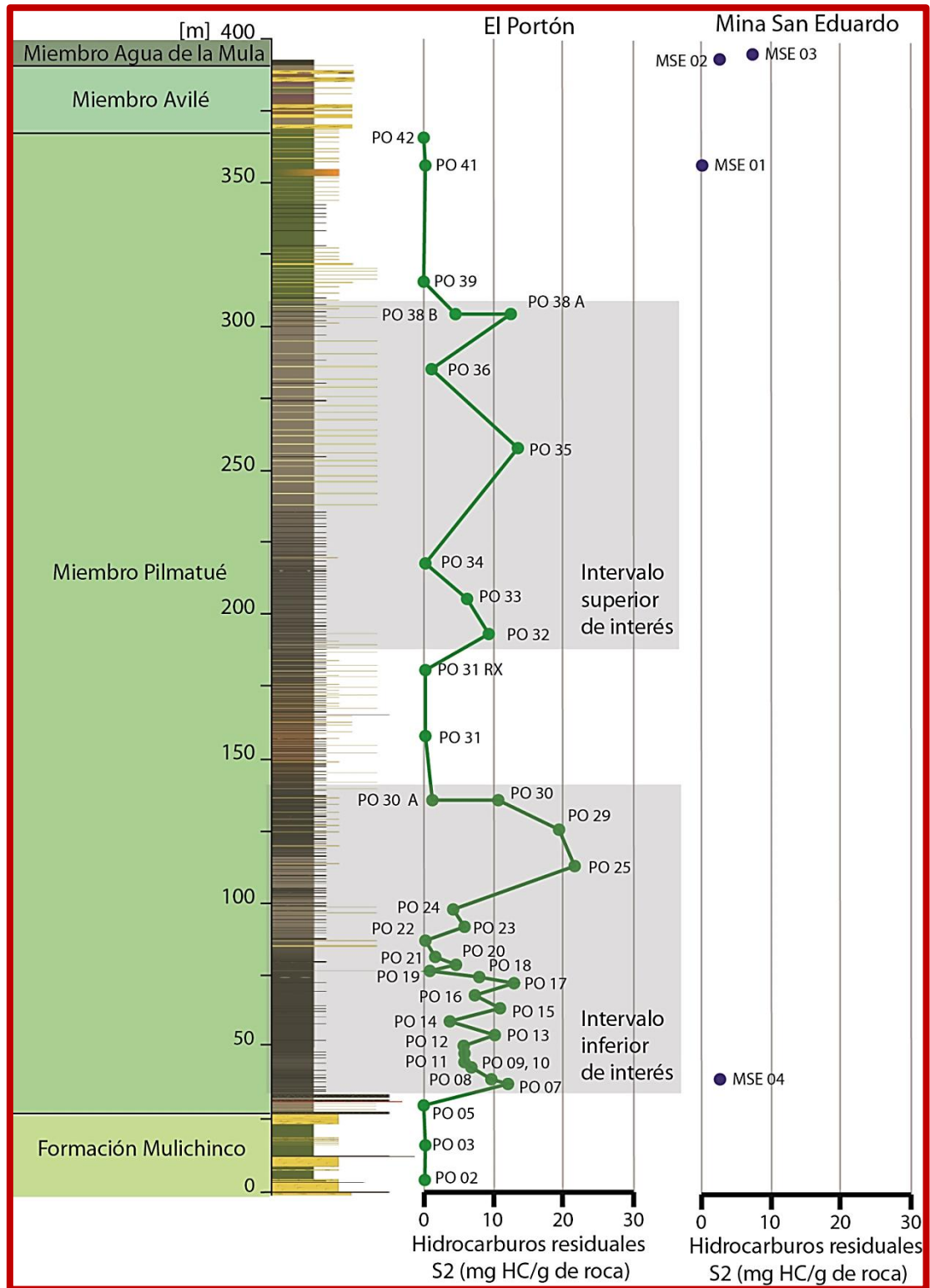


Figura 8.4. Valores de hidrocarburos residuales (S2) de las muestras recolectadas en las localidades de trabajo, comparadas con la sección esquemática levantada en El Portón.

En la localidad de Mina San Eduardo, las muestras MSE 02 y MSE 03 presentan buenos valores de S2, con 3,84 mg HC/g de roca para la muestra MSE 02 y 7,86 mg HC/g de roca para la muestra MSE 03 (Figs. 8.1 y 8.4). Las muestras MSE 01 y MSE 04 presentan valores de S2 inferiores a 2 mg HC/g de roca (Figs. 8.1 y 8.4).

CO₂ liberado por el craqueo del kerógeno (S3)

El CO₂ liberado por el craqueo térmico del kerógeno durante la pirólisis, presenta valores para las muestras analizadas entre 0,23 y 0,89 mg CO₂/g de roca para ambas localidades estudiadas (Fig. 8.1).

A diferencia de los hidrocarburos libres (S1) y de los hidrocarburos residuales (S2), no se observan intervalos diferenciados con valores altos y bajos de S3, por lo que este parámetro no sigue la tendencia de los anteriores para la localidad de El Portón.

Temperatura de máxima producción (T_{max})

La temperatura del horno durante el periodo de mayor producción de hidrocarburos de la segunda etapa de la pirólisis (S2), también fue registrado para las muestras de ambas localidades de estudio. Este indicador, T_{max}, es importante para definir la maduración de la roca. Cuanto más madura es la materia orgánica, contiene menor cantidad de hidrógeno y por lo tanto, mayor será la temperatura necesaria para producir hidrocarburos a partir de ella.

Para las muestras analizadas, se realizó un gráfico (Fig. 8.5) en el que puede observarse la distribución de las muestras dependiendo de las áreas de generación establecidas para valores de T_{max}.

La mayoría de las muestras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en la localidad de El Portón, se encuentran en la ventana de generación de petróleo en un

estadio de catagénesis, comprendido entre valores de T_{max} entre 435 y 455°C (Peters 1986, Peters y Cassa 1994) (Figs. 8.1 y 8.5), en tanto que las muestras PO 39, PO 41 y PO 42 se encuentran en ventana de generación de gas seco en un estadio de metagénesis (Peters 1986, Peters y Cassa 1994), con valores de T_{max} entre 597 y 599°C (Figs. 8.1 y 8.5). Estas últimas muestras corresponden al intervalo superior del Miembro Pilmatué que muestra valores casi nulos de TOC, S1 y S2. Las muestras incluidas dentro de los intervalos inferior y superior de interés definidos anteriormente dentro del Miembro Pilmatué, presentan valores de T_{max} en ventana temprana de generación de petróleo, lejos de la sobremaduración (Fig. 8.5).

Las rocas pertenecientes al tramo superior de la Formación Mulichinco, se encuentran ubicadas en zonas distintas del diagrama, como lo indica la muestra PO 05 que se ubica en la zona inmadura y las muestras PO 02 y PO 03 que se ubican en ventana de generación de gas húmedo y gas seco respectivamente (Fig. 8.5). De todos modos, como se ha expresado anteriormente, todas las muestras de la Formación Mulichinco dieron como resultado valores prácticamente nulos de TOC, S1 y S2.

En la localidad de Mina San Eduardo, los valores de T_{max} de las 4 muestras analizadas se mantienen entre las ventanas de generación de petróleo y gas húmedo en un estadio de catagénesis, con valores entre 447 y 462°C (Figs. 8.1 y 8.5).

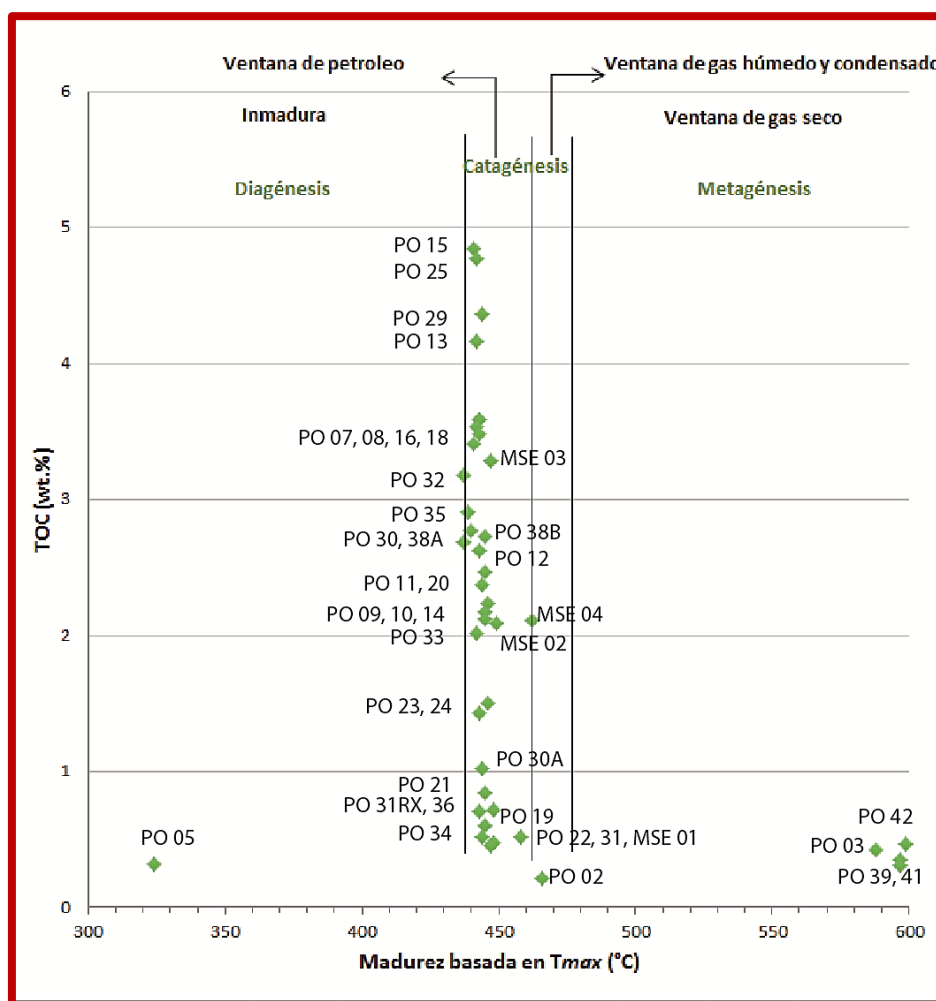


Figura 8.5. Valores de madurez basada en T_{max} de las muestras recolectadas en el campo con respecto a su contenido de materia orgánica.

Índice de saturación de petróleo (OSI)

El índice de saturación de petróleo (OSI, por sus siglas en inglés) se calcula como $(S_1 \times 100) / \text{TOC}$ y representa la porción de petróleo generado que se retiene en la materia orgánica. 100 g de materia orgánica retienen una porción de 10 g de petróleo generado, en otras palabras, se retiene un valor de 100 mg HC/g TOC (Sandvik *et al.* 1992). Esta retención implica una resistencia al flujo de petróleo hasta el mencionado valor, mientras que por encima, el petróleo podría considerarse móvil (Jarvie 2012).

En el gráfico de la figura 8.6, se exhibe la relación entre el índice de saturación de petróleo (OSI) y el contenido orgánico total (TOC) para las muestras analizadas. Puede observarse que la totalidad de las mismas se ubican por debajo de 100 mg HC/g TOC, por lo tanto, según este índice, se encuentran dentro del umbral de retención de la materia orgánica, dificultando la movilidad del hidrocarburo (Sandvik *et al.* 1992, Jarvie 2012).

Los valores de OSI varían entre 7 y 65 mg HC/g TOC para las muestras de El Portón y entre 8 y 17 mg HC/g TOC para las muestras de Mina San Eduardo (Figs. 8.1 y 8.6).

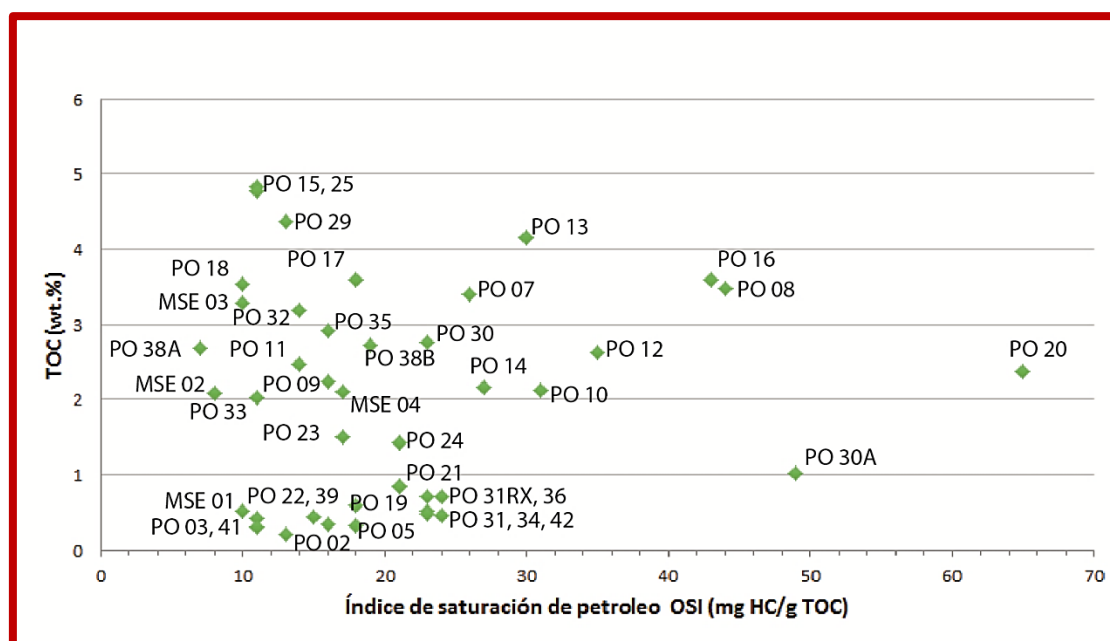


Figura 8.6. Valores del índice de saturación de petróleo (OSI) de las muestras recolectadas en el campo con respecto a su contenido de materia orgánica.

Índice de producción (PI)

El índice de producción relaciona los hidrocarburos libres (S1) generados durante la primera etapa de pirólisis, con los hidrocarburos residuales (S2) generados durante la segunda etapa. Analíticamente, el índice PI se obtiene dividiendo a S1 por la suma de S1 y S2, en otras palabras, el índice PI es mayor cuanto mayor es S1 con respecto a S2.

De esta forma, una mayor producción de hidrocarburos libres previa a la generación de los hidrocarburos residuales, darán como resultado un índice de producción más cercano a 1.

En el gráfico de la figura 8.7, puede apreciarse que las muestras con valores de TOC más altos, que a su vez también presentan valores de S1 y S2 particularmente altos, tienen valores de PI menores a 0,05, indicando una baja producción de hidrocarburos libres. En las muestras con valores de TOC más altos, que a su vez integran los intervalos de interés definidos para la localidad de El Portón, puede verse que el índice de producción PI es inferior a 0,1. En la figura 8.8 se compara el índice de producción con los hidrocarburos libres S1, pudiéndose llegar a similares conclusiones que comparándolo con la materia orgánica total (TOC).

Los valores de PI varían entre 0,03 y 0,2 para las muestras de El Portón y entre 0,04 y 0,16 para las muestras de Mina San Eduardo (Figs. 8.1, 8.7 y 8.8).

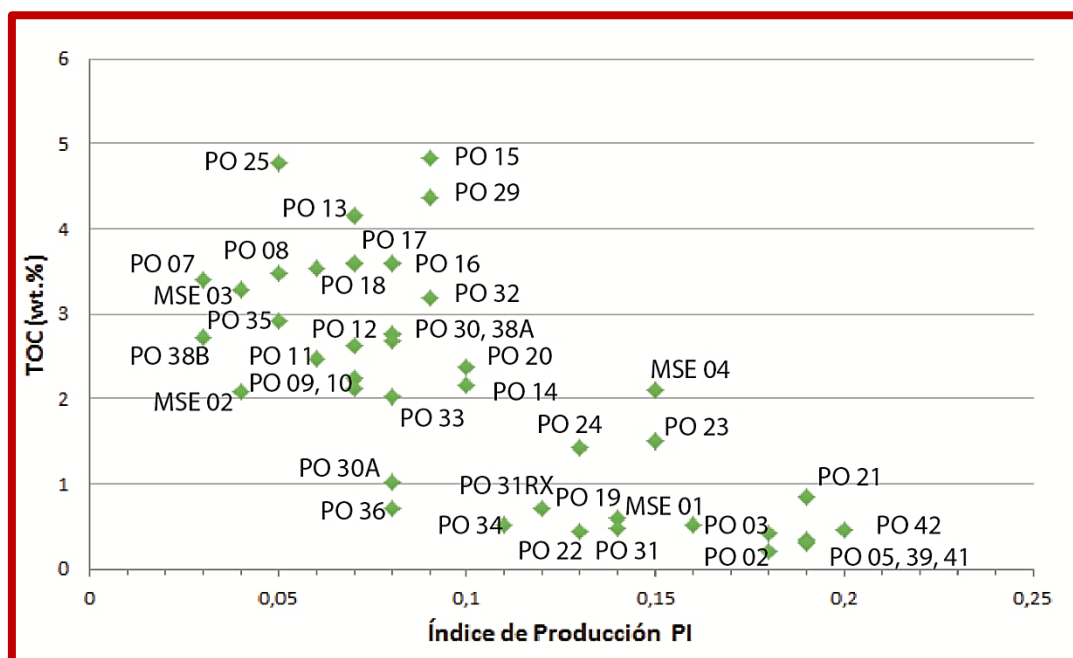


Figura 8.7. Valores del índice de producción (PI) de las muestras recolectadas en el campo con respecto a su contenido de materia orgánica.

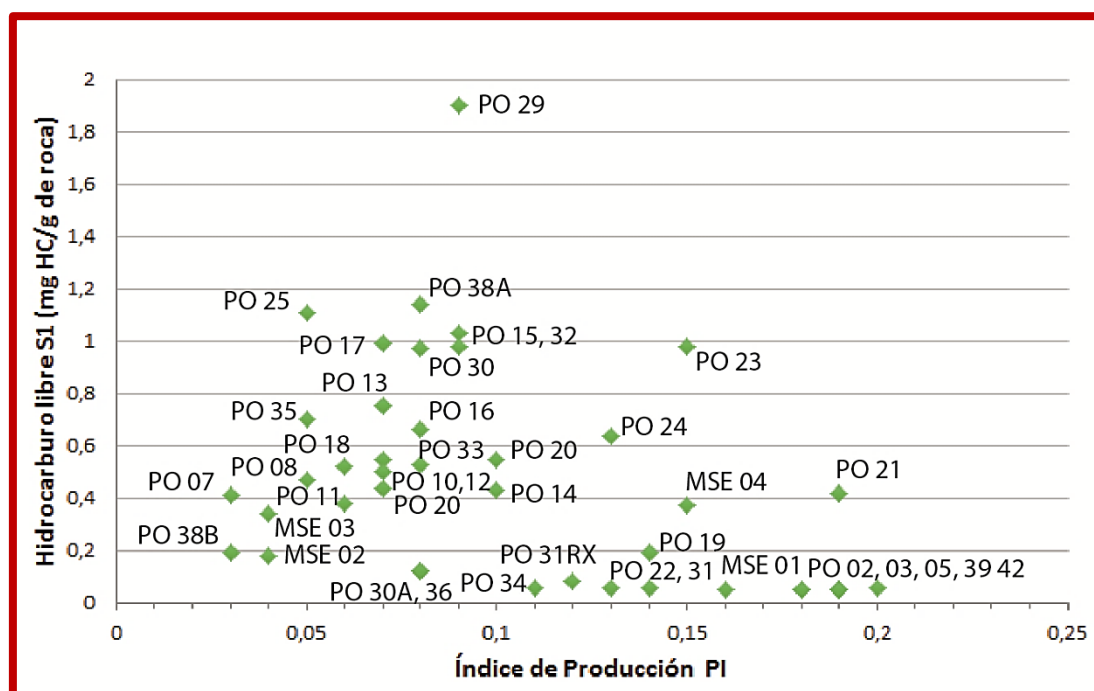


Figura 8.8. Valores del índice de producción (PI) de las muestras recolectadas en el campo con respecto a su hidrocarburo libre (S1).

Índice de hidrógeno (HI)

El índice de hidrógeno (HI) es proporcional a la cantidad de hidrógeno que tiene el kerógeno expresado en mg HC/g TOC, donde un HI alto indica un mayor potencial para la generación de hidrocarburos.

En el gráfico de la figura 8.9 se exhibe la relación entre el índice de hidrógeno y el contenido orgánico total (TOC) para las muestras analizadas, donde puede observarse que en general, al aumentar el TOC, también aumenta el HI, con valores que varían entre 47 y 470 mg HC/g TOC.

Los intervalos de interés dentro del Miembro Pilmatué definidos para la localidad de El Portón, presentan las mejores relaciones TOC vs HI, con valores de HI entre 200 y 470 mg HC/g TOC para la mayoría de las muestras de ambos intervalos (Figs. 8.1 y 8.9). Fuera de los intervalos de interés, tanto para la Formación Mulichinco como para

el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, los valores de HI se mantienen cerca o por debajo de los 100 mg HC/g TOC (Figs. 8.1 y 8.9).

Para la localidad de Mina San Eduardo, las muestras MSE 02 y MSE 03 presentan los valores más altos de HI entre 183 y 239 mg HC/g TOC (Figs. 8.1 y 8.9).

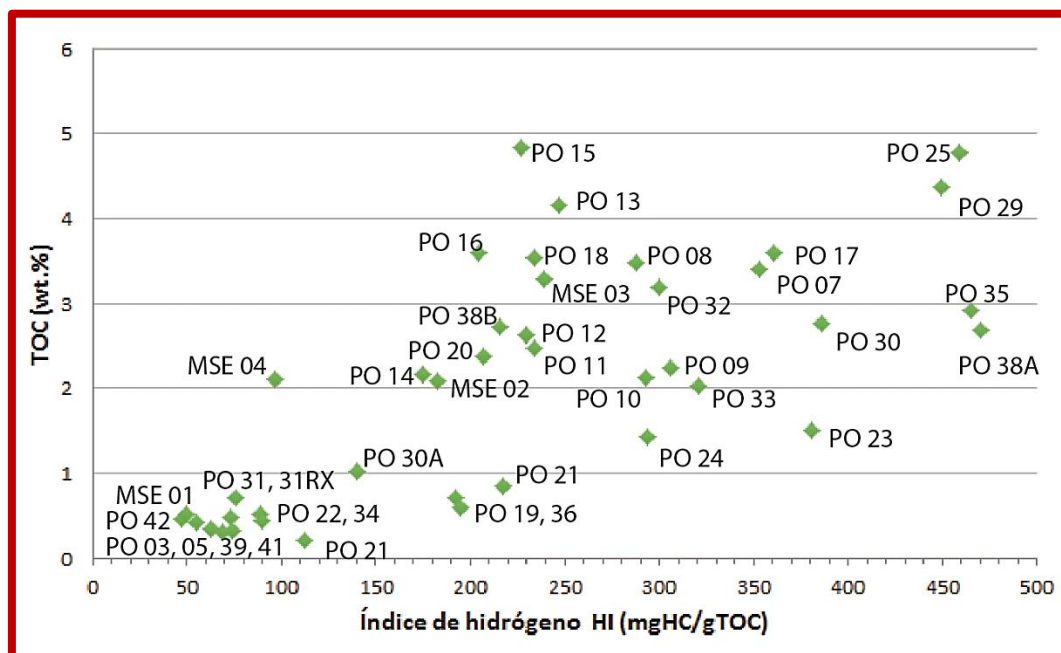


Figura 8.9. Valores del índice de hidrógeno (HI) de las muestras recolectadas en el campo con respecto a su contenido de materia orgánica (TOC).

Índice de oxígeno (OI)

El índice de oxígeno (OI) es proporcional a la cantidad de oxígeno que tiene el kerógeno y funciona a la inversa que el índice de hidrógeno, un OI alto indica un menor potencial para la generación de hidrocarburos. El tipo de kerógeno y la maduración de la roca pueden deducirse a partir de este índice el cual se expresa en mg CO₂/g TOC, combinándolo con el índice de hidrógeno (HI).

En el gráfico de la figura 8.10, se observa la relación entre el índice de oxígeno (OI) y el contenido orgánico total (TOC) para las muestras analizadas, donde puede verse

que en general, al aumentar el TOC, disminuye el OI, con valores que varían entre 5 y 169 mg CO₂/g TOC.

Los intervalos de interés dentro del Miembro Pilmatué definidos para la localidad de El Portón, presentan las mejores relaciones TOC vs OI, con valores de OI por debajo de los 60 mg CO₂/g TOC para la mayoría de las muestras de ambos intervalos (Figs. 8.1 y 8.10). Fuera de los intervalos de interés, tanto para la Formación Mulichinco como para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, los valores de OI resultan estar cerca o por encima de los 60 mg CO₂/g TOC (Figs. 8.1 y 8.10).

Para la localidad de Mina San Eduardo, las muestras MSE 02, MSE 03 y MSE 04 presentan los valores más bajos de OI, entre 15 y 31 mg CO₂/g TOC, mientras que la muestra MSE 01 presenta un valor de OI algo más elevado, de 65 mg CO₂/g TOC (Figs. 8.1 y 8.10).

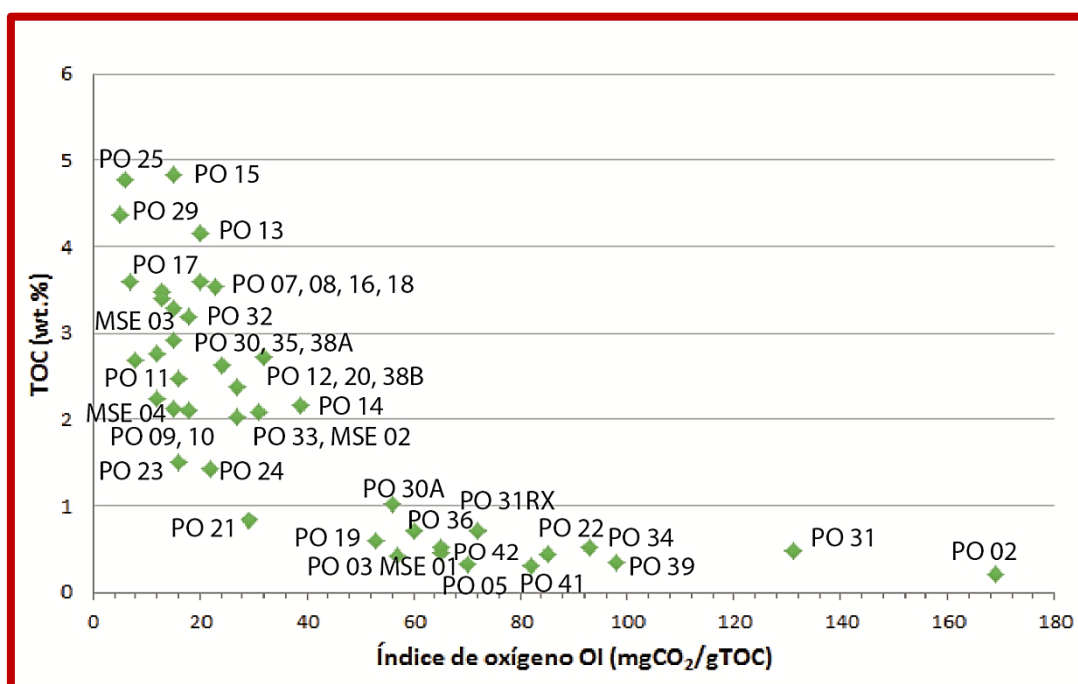


Figura 8.10. Valores del índice de oxígeno (OI) de las muestras recolectadas en el campo con respecto a su contenido de materia orgánica (TOC).

Tipo de kerógeno

Se define al kerógeno como toda la materia orgánica presente en una roca sedimentaria que es insoluble en los solventes orgánicos comunes (Durand 1980), diferenciándolo del bitumen que sí es soluble. El tipo de kerógeno que compone la materia orgánica está controlado por la naturaleza de la misma. La materia orgánica de origen acuático tiene un contenido de hidrógeno alto, mientras que la derivada de ambientes terrestres posee un contenido bajo de hidrógeno y un alto y variable contenido de oxígeno.

El kerógeno Tipo I (Tissot *et al.* 1974) es generado principalmente en ambientes lacustres aunque también puede generarse en ambientes marinos. Tiene un origen algal y plantónico, con reelaboración de microorganismos. Es rico en hidrógeno y posee bajo contenido de oxígeno, siendo mayormente generador de petróleo aunque puede generar gas dependiendo de su maduración.

El kerógeno Tipo II (Tissot *et al.* 1974) es generado normalmente en ambientes marinos de profundidad moderada con condiciones reductoras. Proviene de organismos planctónicos reelaborados por bacterias. Es rico en contenido de hidrógeno y presenta contenidos bajos de carbono. Puede generar petróleo o gas con el aumento de la temperatura y el grado de maduración. Si bien su contenido de hidrógeno es alto, es menor el del kerógeno Tipo I.

El kerógeno Tipo III (Tissot *et al.* 1974) proviene de restos terrestres de origen vegetal, los cuales han sido depositados en ambientes marinos o no marinos, ya sean someros o profundos mediante transporte principalmente de tipo fluvial. Este kerógeno posee menor contenido de hidrógeno y mayor contenido de oxígeno que los Tipo I y Tipo II. Además el transporte que sufre hasta su lugar de depositación produce una degradación de la materia orgánica, favoreciendo el empobrecimiento en hidrógeno. El

kerógeno Tipo III es productor de gas seco y la mayoría de los carbones contienen este tipo de kerógeno.

El kerógeno Tipo IV (Demaison *et al.* 1983) se genera a partir de materia orgánica residual presente en sedimentos más antiguos, que son reelaborados después de la erosión. La meteorización subaérea, la combustión, o la oxidación biológica en pantanos o suelos, pueden actuar antes de la depositación final. Este kerógeno tiene un alto contenido de carbono y muy bajo contenido de hidrógeno. Se lo considera sin potencial para generar hidrocarburos.

Para establecer el tipo de kerógeno de las muestras analizadas en El Portón y Mina San Eduardo, se utilizó el diagrama de la figura 8.11, el cual utiliza el índice de hidrógeno (HI) y el índice de oxígeno (OI) tal como fue definido por Tissot *et al.* (1974). Este diagrama provee información aproximada del tipo de materia orgánica.

Según el diagrama de la figura 8.11, la mayoría de las muestras entran en el campo del kerógeno Tipo II, por lo que son propensas a generar petróleo y eventualmente gas. En el caso de las muestras PO 25 y PO 29, éstas se ubican en el límite entre los campos de kerógeno Tipo I y Tipo II, por lo que genéticamente no difieren mucho de aquellas que caen en el Tipo II. Algunas muestras caen en el campo del kerógeno Tipo III pero muy cerca del límite con el campo del Tipo II (muestras MSE 04, PO 14, PO 19 y PO 36, figura 8.11). La muestra PO 30 A se ubica centrada en el campo del kerógeno Tipo III, mientras que el resto se ubican cerca del límite con el campo del kerógeno Tipo IV (muestras PO 05, PO 22, PO 31 RX, PO 34, PO 39 y PO 41, figura 8.11) o directamente dentro del mismo (muestras PO 03 y PO 42, figura 8.11).

Puede observarse que ninguna de las muestras que presentan kerógeno de Tipo III y IV según el diagrama HI vs OI de la figura 8.11, presenta valores significativos de TOC, S1 o S2 según los gráficos de las figuras 8.2, 8.3 y 8.4 respectivamente.

Las muestras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio tomadas en la localidad de El Portón, pertenecientes a los intervalos inferior y superior de interés, se ubican en su mayoría, dentro del campo del kerógeno Tipo II o en el campo del kerógeno Tipo III pero muy cerca del Tipo II (Fig. 8.11). Las muestras que se ubican en el campo del kerógeno Tipo III alejadas del campo del Tipo II y aquellas que se ubican en el campo del kerógeno Tipo IV (Fig. 8.11), son aquellas que están fuera de los intervalos de interés, o aquellas pocas que se encuentran dentro de los intervalos de interés pero presentan valores de TOC por debajo de 1 wt.% (Figs. 8.1 y 8.2).

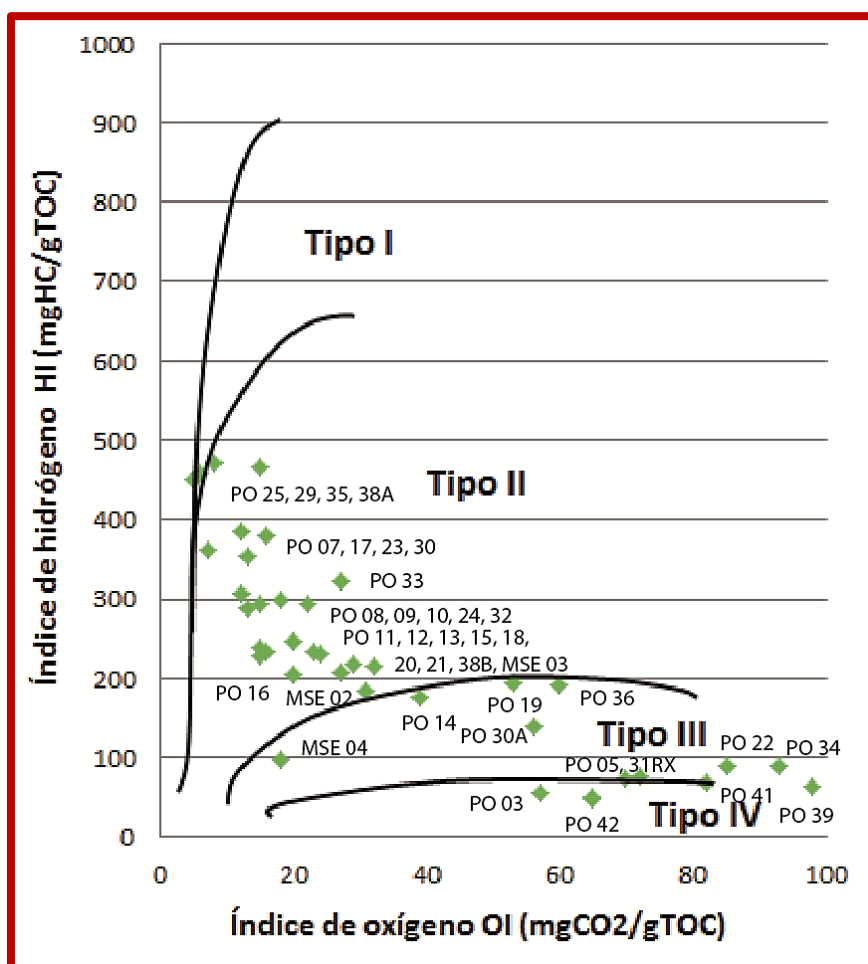


Figura 8.11. Diagrama de clasificación del kerógeno (Tissot *et al.* 1974) para las muestras analizadas, en base a los índices de hidrógeno (HI) y oxígeno (OI).

Propiedades mineralógicas de las muestras

Con el objetivo de conocer la mineralogía de las muestras recolectadas en el campo, se efectuaron análisis de difracción de rayos X (DRX), los cuales estuvieron a cargo del *Energy & Geoscience Institute* (EGI) de la Universidad de Utah, Estados Unidos.

Dentro de las 45 muestras enviadas a Utah (Fig. 6.1), fueron seleccionadas 14 muestras de pelitas/margas de la localidad de El Portón para dicho análisis: 1 muestra de la Formación Mulichinco, 12 muestras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio y 1 muestra del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio. Se seleccionó además, 1 muestra de un nivel pelítico de la localidad de Mina San Eduardo, correspondiente al Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio.

Producto del análisis realizado, puede determinarse que la mayoría de las muestras tienen una composición margosa, estando constituidas predominantemente por calcita y cuarzo, con una proporción promedio de 50% de calcita y 20% de cuarzo. Subordinadamente, las muestras presentan minerales de arcilla y plagioclasa en una proporción promedio de 10% para ambos. Como componentes accesorios, se encuentran yeso, dolomita, siderita, apatita y pirita dependiendo de la muestra analizada, en proporciones promedio entre 2 y 5% para cualquiera de ellos.

Las arcillas presentan proporciones por debajo del 30% en todas las muestras y están compuestas casi en su totalidad por illita, con bajas cantidades de clorita y caolinita.

La composición mineral de cada muestra se detalla en la figura 8.12, en tanto que en la figura 8.13 se grafica la composición promedio de las muestras analizadas.

Previamente, en este capítulo, fueron definidos dos intervalos de interés geoquímico para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en la localidad de El Portón. La mineralogía obtenida para las muestras pertenecientes a estos niveles, se ve representada por la composición promedio detallada en el párrafo anterior (Fig. 8.13), a excepción de

la muestra PO 16 que presenta proporciones muy similares de calcita y cuarzo y la muestra PO 13 que presenta mayor proporción de cuarzo que de calcita (Fig. 8.12).

Muestra	Composición mineral (%)											
	Illita	Clorita	Caolinita	Plagioclasa	Feldespatos K	Yeso	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Siderita	Apatita	Pirita
El Portón												
PO 02	3			2			10	80	4		2	
PO 07	5			10		5	23	55			2	
PO 10	3			7	1		23	62			2	1
PO 13	19			12	2		45	19			4	
PO 16	32			10	2		24	28			5	
PO 19	13		tr	13			15	52	2		3	
PO 22	15		2	9			17	56			tr	
PO 25	7		3	6			16	68				1
PO 29	7		2	7			12	69	2			2
PO 31	13		3	13	2		20	49	tr			
PO 33	13			8	1		17	58	1			1
PO 38	6			8	2		19	62	2			1
PO 41	12	11		23	6		41	3	5			
PO 44	10		4	8	3		9	60	2	2		3
Mina San Eduardo												
MSE 03				2			4	94				

Figura 8.12. Composiciones minerales de las muestras analizadas mediante DRX.

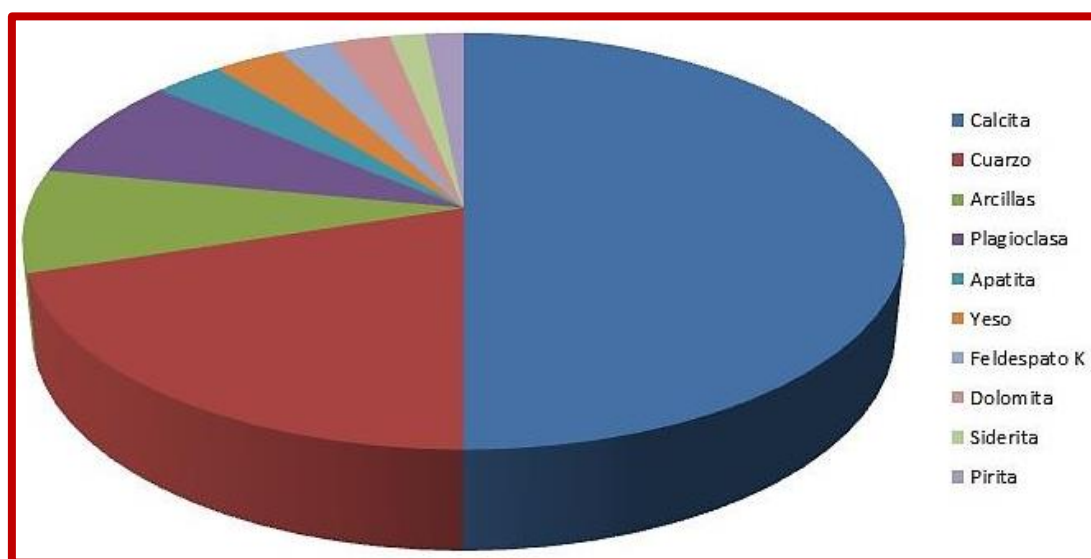


Figura 8.13. Composición mineral promedio para las muestras analizadas.

Capítulo 9. El Miembro Pilmatué en subsuelo

Situación hidrocarburífera de la localidad de El Portón

La localidad de El Portón, donde se realizó el trabajo principal de caracterización del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, se encuentra dentro del yacimiento hidrocarburífero de Filo Morado (Fig. 9.1).

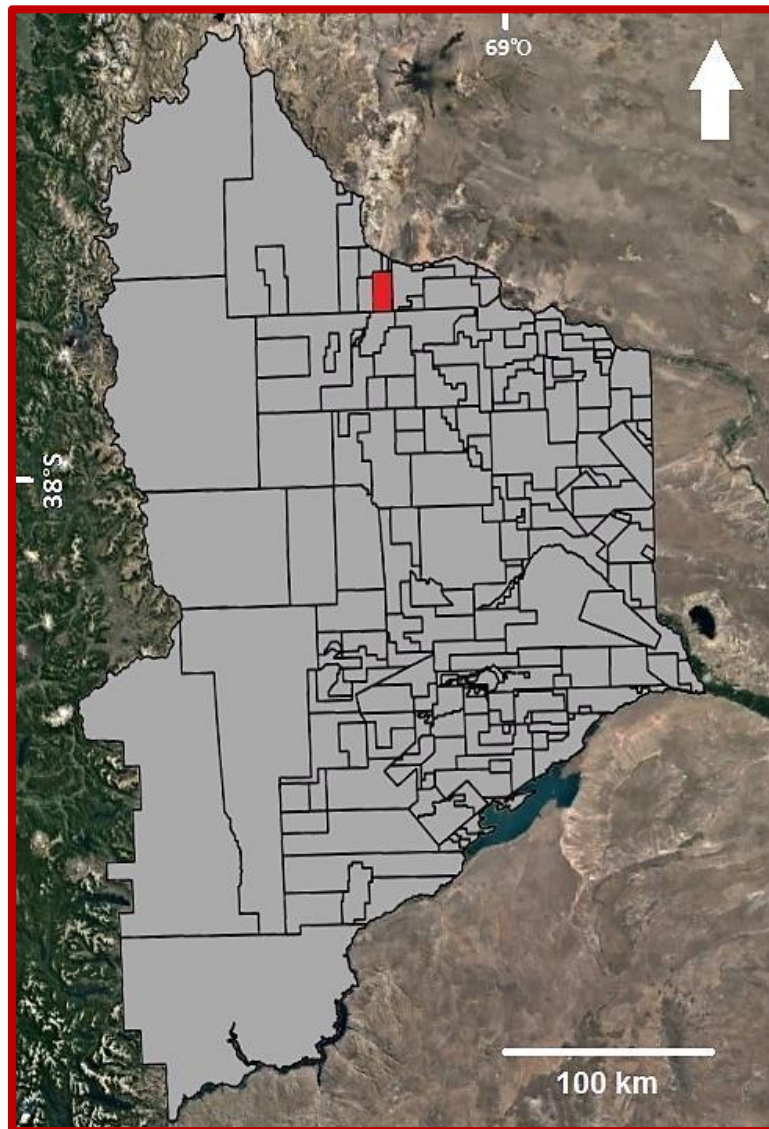


Figura 9.1. Área perteneciente al yacimiento Filo Morado (rojo), dentro del esquema de áreas hidrocarburíferas para la provincia de Neuquén. Los polígonos de las áreas con su respectiva información se encuentran disponibles en la página web de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén: hidrocarburos.energianequen.gov.ar.

El yacimiento Filo Morado tiene un área de 162 km² y fue descubierto en el año 1984 mediante el pozo YPF.Nq.FM.x-1, que produjo petróleo en niveles de la Formación Quintuco. En el año 1987 se inició el desarrollo del campo, alcanzando su pico productivo en el año 1992, con un caudal de 1986 m³/d de petróleo. Estructuralmente, el campo Filo Morado está ubicado en los tramos orientales de la faja plegada y corrida del Agrio, concretamente en la fosa de Chos Malal. En esta zona, los depósitos del Jurásico y Cretácico han sufrido un desplazamiento horizontal de oeste a este durante la orogenia Andina cenozoica, causando el plegamiento y fallamiento de dichos sedimentos y provocando cabalgaduras y pliegues de tipo dúplex. El pliegue anticlinal Filo Morado (Fig. 9.2) consiste en una imbricación secundaria por encima de la falla basal, acompañada por pliegues ciegos y corrimientos compresivos (Zapata *et al.* 2001).

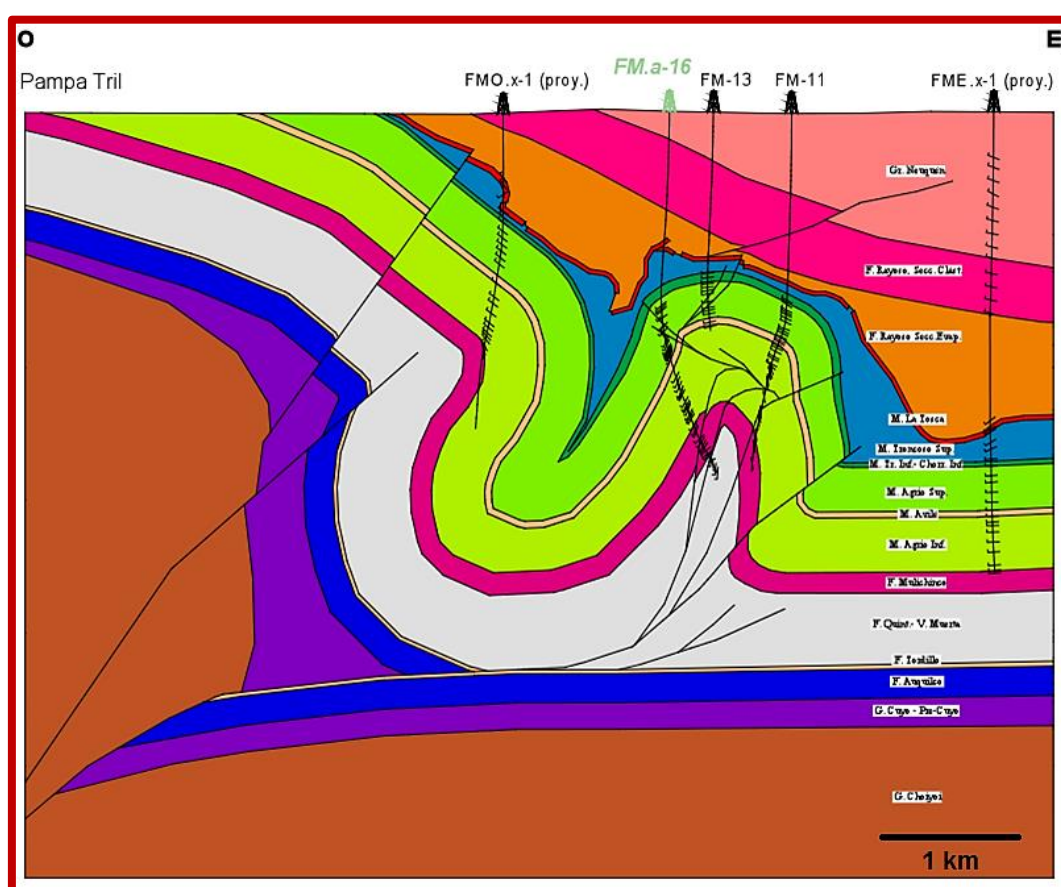


Figura 9.2. Esquema estructural del yacimiento Filo Morado (modificado de Zapata *et al.* 2001).

Pozos seleccionados para el análisis del Miembro Pilmatué en subsuelo

Fueron seleccionados seis pozos hidrocarburíferos del yacimiento Filo Morado para el análisis del Miembro Pilmatué en subsuelo (YPF.Nq.FM.x-3, YPF.Nq.FM.x-5, YPF.Nq.LCz.x-1, YPF.Nq.FDT.x-2, YPF.Nq.FDT.x-3 e YPF.Nq.FM.x-40) y un pozo del yacimiento El Portón (YPF.Nq.EPn.x-3), el cual se encuentra ubicado inmediatamente al norte de Filo Morado (Fig. 9.3). Se buscaron sondeos que hayan perfilado completamente el Miembro Pilmatué y que posean descripciones litológicas de *cutting* y de ser posible, testigos corona, información petrofísica y ensayos de producción. El pozo YPF.Nq.FM.x-40 tiene un particular interés ya que comprobó producción de *shale oil* del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio.

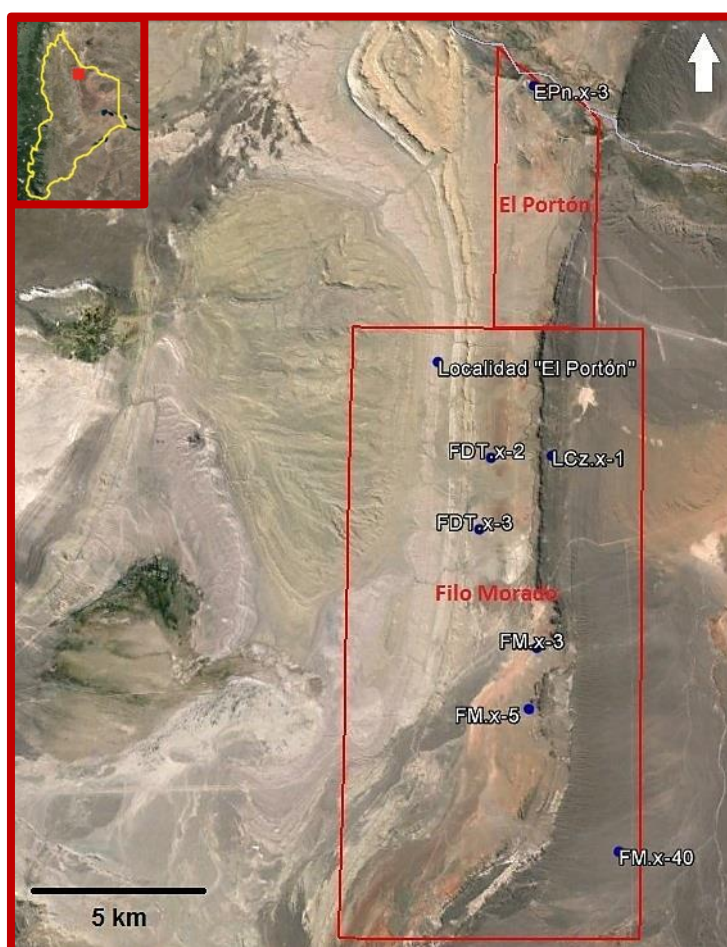


Figura 9.3. Pozos seleccionados para la descripción del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en subsuelo.

Tal como se indicó en el capítulo 6, la información necesaria para esta etapa del trabajo, fue suministrada por la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén.

YPF.Nq.FM.x-3 (Filo Morado)

El pozo YPF.Nq.FM.x-3 (Filo Morado) ($37^{\circ}16'53,69''S/69^{\circ}39'19,18''O$) es un pozo exploratorio perforado en el año 1987, con el objetivo de investigar los miembros Troncoso Inferior y Chorreado de la Formación Huitrín y el Miembro Avilé de la Formación Agrio, en una posición estructural más alta que la comprobada en el pozo YPF.Nq.FM.e-2 (Filo Morado). Otro de los objetivos del pozo era evaluar la Formación Mulichinco y la Formación Chachao en una cota más alta que la del sondeo YPF.Nq.FM.x-1, lo que no fue posible por problemas técnicos.

Los topes y espesores de las unidades atravesadas por el sondeo se detallan en la tabla de la figura 9.4.

Formación/Grupo	Tope (mbbp)	Cota (msnm)	Espesor (m)
Grupo Neuquén	b/p	900	640 (parcial)
Formación Rayoso			
Sección Clástica	640	260	453
Sección Evaporítica	1093	-193	66
Formación Huitrín			
Miembro La Tosca	1159	-259	31
Miembro Troncoso Superior	1190	-290	53
Miembro Troncoso Inferior	1243	-343	8
Miembro Chorreado Inferior	1251	-351	26
Formación Agrio			
Miembro Agua de la Mula	1277	-377	314
Miembro Avilé	1591	-691	55
Miembro Pilmatué	1646	-746	574
Formación Mulichinco	2220	-1320	40,5 (parcial)

Figura 9.4. Topes y espesores de las unidades atravesadas en el pozo YPF.Nq.FM.x-3.

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio fue registrado entre 1646 y 2220 mbbp, totalizando 574 m de espesor. Constituido principalmente por arcilitas y limoarcilitas gris oscuro, en parte de aspecto margoso, con alternancia de calizas arcillosas, masivas y compactas. En los 40 m basales de esta unidad, se observaron bancos arenosos de color gris oscuro de grano fino, cemento calcáreo, pobres condiciones petrofísicas y ausencia de hidrocarburos. Los bancos arenosos intercalan con arcilitas calcáreas gris oscuro.

Entre 1646 y 1720 mbbp, prevalecen las arcilitas y las limoarcilitas con un 10 a 20% de margas. Desde los 1720 hasta los 2189 mbbp, predominan arcilitas calcáreas, margas y *mudstones* con *packstones* y *grainstones* subordinados. En este intervalo, las arcilitas, areniscas y otras litologías como el yeso quedan relegadas a un máximo de 20% en algunos niveles. Entre 2189 y 2220 mbbp intercalan areniscas con arcilitas, con poco o nada de contenido calcáreo. Hacia la base del Miembro Pilmatué, las areniscas son cuarzolíticas, muy finas a medias, con clastos subredondeados, matriz arenosa fina y escaso cemento calcáreo. Hacia la sección media y superior del miembro, las areniscas pasan a ser cuarzosas, muy finas, subangulosas, con pocos líticos, matriz pelítica y mayor proporción de cemento calcáreo.

De la sección basal se obtuvo un testigo corona en el intervalo 2211-2218,5 mbbp, constituido por una alternancia de arcilitas gris oscuro compactas y areniscas finas gris oscuro, de regular porosidad y sin evidencias de hidrocarburos. Se observaron valvas entre las pelitas y las areniscas y fracturas subparalelas al eje del testigo. El análisis de las muestras de la corona dio como resultado porosidades entre 2,4 y 4,7%, permeabilidades entre 0,002 y 0,008 md, densidades aparentes entre 2,48 y 2,51 g/cm³ y densidades reales entre 2,53 y 2,60 g/cm³.

El Miembro Pilmatué se ensayó en conjunto con el tope de la Formación Mulichinco, resultando descubridor de gas con un caudal de 234,9 m³/d y de petróleo con un caudal de 98,8 m³/d, con una presión dinámica de boca de pozo de 85,22 kg/cm².

Para el presente sondeo se realizaron análisis por carbono orgánico total (TOC) y pirólisis Rock-Eval para 19 muestras del Miembro Pilmatué. Los resultados se muestran graficados en relación a la profundidad de muestreo en la figura 9.5 y se exponen en detalle en la tabla de la figura 9.6. El contenido promedio de TOC es regular a bueno, mostrando los mayores valores en el intervalo 1934-2180 mbbp. Este intervalo posee un buen potencial de generación de hidrocarburos y localmente muy bueno. Aquellos intervalos con altos valores de S1 y S2 son correlacionables con los mismos intervalos de alto TOC (Fig. 9.5). El kerógeno presente en el Miembro Pilmatué es de Tipo II, según las muestras 004, 012, 013 y 019.

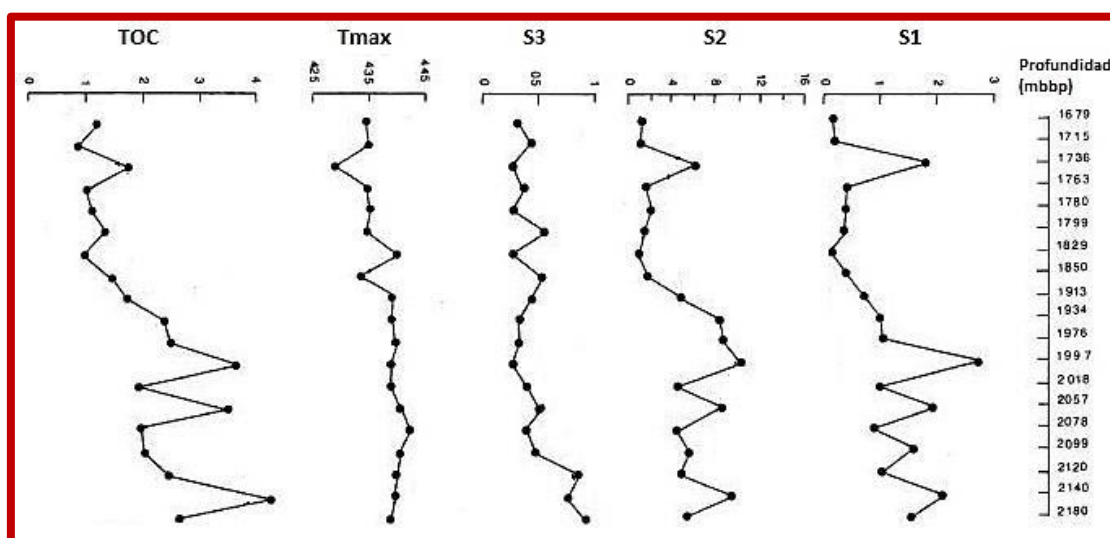


Figura 9.5. Parámetros de los análisis de TOC y pirólisis Rock-Eval en relación a la profundidad de la muestra tomada.

Resultados de análisis por Carbono Orgánico Total y Pirólisis Rock Eval									
Muestra	Profundidad (m)	TOC (wt.%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	S3 (mg/g)	Tmax. (°C)	Índice de producción	Índice de hidrógeno	Índice de oxígeno
6349-002	1679	1,15	0,15	1,12	0,32	435	0,12	97	28
6349-003	1715	0,84	0,16	1,03	0,41	436	0,14	122	49
6349-004	1736	1,81	1,82	6,30	0,27	428	0,22	348	15
6349-005	1763	0,94	0,31	1,57	0,34	435	0,17	167	36
6349-006	1780	1,03	0,31	1,86	0,28	437	0,14	180	28
6349-007	1799	1,20	0,23	1,29	0,58	435	0,15	107	48
6349-008	1829	0,87	0,14	1,03	0,27	440	0,12	118	31
6349-009	1850	1,30	0,36	1,72	0,57	433	0,17	133	44
6349-010	1913	1,86	0,70	5,07	0,41	438	0,12	273	22
6349-011	1934	2,45	1,04	7,48	0,32	437	0,12	305	13
6349-012	1976	2,54	1,06	7,64	0,32	439	0,12	301	13
6349-013	1997	3,54	2,64	10,49	0,29	438	0,20	296	8
6349-014	2018	1,66	0,95	4,79	0,39	438	0,17	288	24
6349-015	2057	3,18	1,84	8,34	0,52	441	0,18	262	16
6349-016	2078	1,69	0,85	4,33	0,38	443	0,16	256	22
6349-017	2099	1,82	1,37	5,31	0,43	441	0,21	292	23
6349-018	2120	2,13	0,90	4,48	0,80	438	0,17	210	37
6349-019	2140	4,27	2,11	9,20	0,76	438	0,19	215	18
6349-020	2180	2,36	1,42	5,47	0,88	436	0,21	232	37

Figura 9.6. Resultados de los análisis TOC y pirólisis Rock-Eval de las muestras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrío.

YPF.Nq.FM.x-5 (Filo Morado)

El pozo YPF.Nq.FM.x-5 (Filo Morado) (37°17'53,35"S/69°39'27,57"O) es un pozo exploratorio que fue perforado en el año 1988, con el objetivo de continuar la investigación hacia el sur de la estructura anticlinal subaflorante, detectada por los sondeos YPF.Nq.FM.x-1, YPF.Nq.FM.e-2 y YPF.Nq.FM.x-3, productiva en los mismos. Los objetivos primarios fueron los miembros Troncoso Inferior y Chorreado Inferior de la Formación Huitrín, el Miembro Agua de la Mula en sus niveles calcáreos, el Miembro Avilé y el Miembro Pilmatué de la Formación Agrío de su sección basal, la Formación Mulichinco y las calizas de la Formación Chachao. Los objetivos secundarios fueron el Miembro La Tosca de la Formación Huitrín y eventuales niveles dentro de la Formación Vaca Muerta.

El pozo fue perforado en el flanco oriental de la estructura anticlinal Filo Morado.

Los topes y espesores de las unidades atravesadas por el sondeo se detallan en la tabla de la figura 9.7.

Formación/Grupo	Tope (mbbp)	Cota (msnm)	Espesor (m)
Grupo Neuquén + Cobertura cenozoica	b/p	925	819 (parcial)
Formación Rayoso			
Sección Clástica	819	106	266
Sección Evaporítica	1085	-160	190
Formación Huitrín			
Miembro La Tosca	1275	-350	40
Miembro Troncoso Superior	1315	-490	115
Miembro Troncoso Inferior	1430	-505	32
Miembro Chorreado Inferior	1462	-537	27
Formación Agrio			
Miembro Agua de la Mula	1489	-564	351
Miembro Avilé	1840	-915	52
Miembro Pilmatué	1892	-967	588
Formación Mulichinco	2480	-1555	314 (parcial)

Figura 9.7. Topes y espesores de las unidades atravesadas en el pozo YPF.Nq.FM.x-5.

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, fue registrado entre 1892 y 2480 mbbp, totalizando 588 m de espesor. Compuesto por arcilitas y limoarcilitas gris oscuro, en parte de aspecto margoso, con alternancia de calizas arcillosas, masivas y compactas de pobres condiciones petrofísicas.

Entre 1892 y 2022 mbbp, las litologías prevalecientes son limoarcilitas con areniscas subordinadas. Las areniscas son finas a medias, laminadas y poseen matriz arcillosa. A partir de 2022 mbbp, empiezan a aparecer calizas arcillosas que prevalecen por sobre las limoarcilitas. Entre 2150 y 2300 mbbp, la columna sedimentaria se compone exclusivamente por calizas y calizas arcillosas, para volver a intercalar con limoarcilitas entre 2300 y 2480 mbbp.

En la sección media de este miembro se extrajo un testigo corona de 9 m entre 2076 y 2085 mbbp, constituido por limoarcilitas gris verdoso, masivas, compactas, sin rastros de hidrocarburos, con fracturas paralelas al ojo del testigo y burbujas de gas. No se determinaron planos de laminación o estratificación. Durante el control geológico se notaron zonas de sobrepresión, principalmente en el tramo superior del miembro.

Se extrajo un segundo testigo corona de 1,5 m entre 2472 y 2474 mbbp, constituido por arcilitas calcáreas y margas de color gris oscuro a negro, masivas, con una gran cantidad de fracturas y fisuras paralelas, verticales y oblicuas al eje del testigo. A los 30 cm del techo se observaron fracturas abiertas con desarrollo de cristales, sin rastros de hidrocarburos. Las demás fracturas presentaron leve burbujeo de gas por microfisuras.

A la profundidad de 2479 mbbp se produjo una surgencia de gas y petróleo que llevó en su momento a un descontrol del pozo, debiéndose quemar por la línea de salida al campo durante aproximadamente 18 horas con una presión dinámica de 120 kg/cm^2 . Se dedujo que el aporte de este hidrocarburo podría provenir de la zona fisurada de la base del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio y tope de la Formación Mulichinco, por lo que el tramo mencionado quedó expresado con interés económico como posible productor de petróleo y gas.

YPF.Nq.LCz.x-1 (Los Carrizos)

El pozo YPF.Nq.LCz.x-1 (Los Carrizos) ($37^{\circ}13'44,47''\text{S}/69^{\circ}39'2,40''\text{O}$) es un pozo exploratorio estéril, perforado entre los años 1989 y 1990 con el objetivo de investigar los fluidos de los miembros Troncoso y Chorreado Inferior de la Formación Huitrín y de los cuerpos calcáreos de la Formación Chachao. La mayoría de estas unidades registraba importantes producciones de petróleo y gas en el yacimiento Filo Morado.

El pozo buscaba al norte de Filo Morado, una posición próxima al eje de la estructura a partir de los datos obtenidos anteriormente por el pozo YPF.Nq.FM.x-6, ubicado en el flanco occidental de la misma.

Los topes y espesores de las unidades atravesadas por el sondeo se detallan en la tabla de la figura 9.8.

Formación/Grupo	Tope (mbbp)	Cota (msnm)	Espesor (m)
Complejo Efusivo Eógeno	b/p	887	300
Grupo Neuquén	300	587	715
Formación Rayoso			
Sección Clástica	1015	-128	216
Sección Evaporítica	1231	-344	369
Formación Huitrín			
Miembro La Tosca	1600	-713	35
Miembro Troncoso Superior	1635	-748	262
Miembro Troncoso Inferior	1897	-1010	26
Miembro Chorreado Inferior	1923	-1036	75
Formación Agrio			
Miembro Agua de la Mula	1998	-1111	282
Miembro Avilé	2280	-1393	48
Miembro Pilmatué	2328	-1441	736
Formación Mulichinco	3064	-2177	47 (parcial)

Figura 9.8. Topes y espesores de las unidades atravesadas en el pozo YPF.Nq.LCz.x-1.

El pozo perfiló 736 m correspondientes al Miembro Pilmatué de la Formación Agrio entre 2328 y 3064 mbbp. Constituido predominantemente por margas gris oscuro, *mudstones* color castaño, limoarcilitas calcáreas de igual tonalidad y venillas de calcita. Se dividió a la unidad en tres secciones.

La sección inferior registró un espesor de 154 m entre 2910 y 3064 mbbp. Se encontró sobrepresionada, con clásticos finos, participación aislada de calcáreos y manifestaciones de gas.

La sección media registró un espesor de 120 m entre 2910 y 2790 mbbp. Se hallaron pobres manifestaciones de gas y una alta resistividad, la cual se debe a su mayor contenido de calcáreos. De esta sección se tomó una corona de 9 m comprendida entre 2871 y 2880 mbbp, constituida por calizas arcillosas, masivas, fosilíferas, con fracturas oblicuas y paralelas al eje del testigo. Se identificaron impregnaciones de petróleo fresco y planos de estratificación a 67°.

La sección superior registró un espesor de 463 m entre 2790 y 2328 mbbp, caracterizada por una sucesión monótona de arcilitas y limoarcilitas calcáreas gris oscuro y margas bituminosas de color castaño.

Entre 2328 y 2540 mbbp, el Miembro Pilmatué se constituye por arcilitas, limoarcilitas y en menor proporción limolitas arenosas y areniscas. Las areniscas son cuarzosas, muy finas, con moderada selección y matriz limoarcillosa no calcárea. A partir de 2540 mbbp, las limoarcilitas comienzan a hacerse margosas y empiezan a intercalar con calizas. A partir de 2640 mbbp, las margas y arcilitas calcáreas prevalecen por sobre las litologías no carbonáticas. Esta supremacía de litologías carbonáticas se mantiene hasta los metros basales del Miembro Pilmatué donde comienzan a reaparecer las arcilitas y las areniscas en menor proporción. Las areniscas en este sector basal son finas a medias, cuarzosas con pocos líticos, subredondeadas a subangulosas y friables.

YPF.Nq.FDT.x-2 (Flanco del Trill)

El pozo YPF.Nq.FDT.x-2 (Flanco del Trill) (37°13'46,19"S/69°40'18,06"O) es un pozo exploratorio perforado en el año 1991 para evaluar el contenido de fluidos de los miembros Troncoso Inferior y Chorreado Inferior de la Formación Huitrín, de los

niveles calcáreos y del Miembro Avilé de la Formación Agrio, de la Formación Mulichinco y de la Formación Quintuco.

El pozo se perforó dentro de la faja plegada y corrida, en el flanco oriental rebatido de la estructura de Pampa Trill. Este rebatimiento generó una zona de permeabilidad en el Miembro Pilmatué, otorgando al pozo el carácter de descubridor.

Los topes y espesores de las unidades atravesadas por el sondeo se detallan en la tabla de la figura 9.9.

Formación/Grupo	Tope (mbbp)	Cota (msnm)	Espesor (m)
Formación Rayoso			
Sección Clástica	b/p	890	202 (parcial)
Sección Evaporítica	202	688	422
Formación Huitrín			
Miembro La Tosca	624	566	40
Miembro Troncoso Superior	664	226	132
Miembro Troncoso Inferior + Chorreado Inf.	796	94	182
Formación Agrio			
Miembro Agua de la Mula I	978	-88	421
Miembro Avilé I	1399	-509	101
Miembro Pilmatué I	1500	-610	1175
Miembro Avilé II	2675	-1785	103
Miembro Agua de la Mula II	2778	-1888	588
Miembro Avilé III	3366	-2476	96
Miembro Pilmatué II	3462	-2572	144 (parcial)

Figura 9.9. Topes y espesores de las unidades atravesadas en el pozo YPF.Nq.FDT.x-2.

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio fue encontrado en el pozo en dos oportunidades. El Miembro Pilmatué I se registró entre 1500 y 2675 mbbp, totalizando 1175 m de espesor. El Miembro Pilmatué II se registró durante 144 m, entre 3462 y 3606 mbbp, pero no se llegó a la base del mismo. En el primero de los casos, las capas buzaban hacia el este, hasta aproximadamente 2300 mbbp. A partir de esa profundidad se invierte la inclinación hacia el oeste. A nivel general se constituye por arcilitas y

limoarcilitas calcáreas, gris claro y gris medio, en parte con aspecto margoso, con intercalaciones de *mudstones* gris claro y gris castaño.

Entre 1500 y 1574 mbbp, el Miembro Pilmatué se compone por una alternancia de limolitas y areniscas con calizas en menor proporción. Las areniscas son medias a finas, de composición cuarzosa y en menor medida lítica, con clastos bien seleccionados subangulosos a subredondeados. A partir de 1574 mbbp, dominan arcilitas calcáreas, margas y calizas en distintas proporciones hasta la base del miembro (2675 mbbp).

El Miembro Pilmatué II se constituye por limoarcilitas y arcilitas calcáreas, calizas y limolitas en menor proporción.

El Miembro Pilmatué I fue evaluado con tres testigos corona.

El primer testigo corona, se perforó entre 1709 y 1714 mbbp, recuperando arcilitas gris oscuro y castaño oscuro, laminadas con estratificación a 60°. Presentó porosidades entre 5,9 y 9,3%, permeabilidades entre 0 y 0,02 md, densidades aparentes entre 2,29 y 2,46 g/cm³ y densidades reales entre 2,49 y 2,64 g/cm³.

El segundo testigo corona se extrajo entre 2389 y 2394 mbbp, recuperando arcilitas calcáreas a margas, gris oscuro a negro, con fracturas con espejos de fricción y estructura de diente de perro, con rastros de petróleo y estratificación de 60°. Presentó porosidades entre 5,5 y 9%, permeabilidades entre 0,01 y 0,02 md, densidades aparentes entre 2,44 y 2,71 g/cm³ y densidades reales entre 2,65 y 2,9 g/cm³.

El tercer testigo corona se perforó entre 2394 y 2403 mbbp, obteniendo litologías y estructuras similares al testigo anterior.

Los ensayos de terminación que se realizaron en el Miembro Pilmatué II entre 3505 y 3501 mbbp y en el Miembro Pilmatué I entre 2154 y 2150 mbbp resultaron sin entrada.

YPF.Nq.FDT.x-3 (Flanco del Trill)

El pozo YPF.Nq.FDT.x-3 (Flanco del Trill) (37°14'56,98"S/69°40'31,39"O) es un pozo exploratorio estéril, que fue perforado entre los años 1992 y 1994 con el objetivo de investigar depósitos calcáreos fisurados, descubiertos con hidrocarburos en el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio del pozo YPF.Nq.FDT.x-2 (Flanco del Trill). Además se propuso evaluar al Miembro Pilmatué de la Formación Agrio y al tercio superior de la Formación Mulichinco, dada la mejor cota estructural del pozo.

Los topes y espesores de las unidades atravesadas por el sondeo se detallan en la tabla de la figura 9.10.

Formación/Grupo	Tope (mbbp)	Cota (msnm)	Espesor (m)
Grupo Neuquén + Formación Rayoso	b/p	907	334 (parcial)
Formación Huitrín			
Miembro La Tosca	334	573	40
Miembro Troncoso Superior	374	533	23
Miembro Troncoso Inferior	397	510	26
Miembro Chorreado Inferior	423	484	102
Formación Agrio			
Miembro Agua de la Mula	525	382	351
Miembro Avilé	876	31	77
Miembro Pilmatué I	953	-46	612
Formación Mulichinco I	1565	-658	846
Formación Agrio			
Miembro Pilmatué II	2411	-1504	1154
Formación Mulichinco II	3565	-2658	155
Formación Quintuco + Formación Vaca Muerta	3720	-2813	71,6 (parcial)

Figura 9.10. Topes y espesores de las unidades atravesadas en el pozo YPF.Nq.FDT.x-3.

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio fue encontrado en el pozo en dos oportunidades. El Miembro Pilmatué I se registró entre 953 y 1565 mbbp, totalizando 612 m de espesor. El Miembro Pilmatué II se registró entre 2411 y 3565 mbbp, con un espesor total de 1154 m.

El Miembro Pilmatué I está representado por una alternancia de arcilitas calcáreas a margas castaño claro, gris medio, micro micáceas, con moderada reacción calcárea y limoarcilitas calcáreas. A partir de 1314 mbbp aproximadamente, intercalan pequeños bancos de calizas arcillosas. El Miembro Pilmatué II se compone por arcilitas calcáreas, limoarcilitas calcáreas, margas y en menor proporción calizas arcillosas.

Al realizar un ensayo a pozo abierto, se comprobó la presencia de hidrocarburos en el Miembro Pilmatué II, en el que se recuperaron 7000 l de petróleo de formación. En cambio, la evaluación a pozo entubado para los niveles ensayados del Miembro Pilmatué II evidenciaron caudales muy bajos de petróleo, incluso después de acidificar. El intervalo 2663,5-2675 mbbp liberó hasta 200 l/h de fluido de composición 98% petróleo y 2% agua-ácido (post-ácido) en las primeras horas de ensayo, quedando luego sin entrada. El intervalo 3406-3434 mbbp, en el cual se realizaron tres punzados, resultó acuífero con bajos caudales y malas condiciones de reservorio.

Se perforó un testigo corona en el Miembro Pilmatué II, de 1,2 m entre 2674 y 2675,2 mbbp. En el mismo se describieron arcilitas calcáreas gris oscuro a negro, consolidadas. A 10 cm del techo se encontró una fisura abierta de 8 cm de largo, tapizada con calcita con textura de diente de perro e impregnaciones de hidrocarburos livianos de color castaño claro. A 30 cm y 1 m del techo se describieron tres facturas de 45° respecto al eje del testigo, con espejo de fricción sin relleno. Los últimos 20 cm se describieron como completamente rotos, con restos de espejos de fricción y no se observó calcita. En general se distinguieron escasas venillas de calcita, de aspecto cerrado.

YPF.Nq.FM.x-40 (Filo Morado)

El pozo YPF.Nq.FM.x-40 (Filo Morado) (37°20'10,17"S/69°37'36,87"O) es un pozo exploratorio que fue perforado entre los años 2013 y 2014 con el objetivo de comprobar la generación de *shale oil* del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en el frente no deformado de la estructura de Filo Morado. El objetivo se cumplió, mostrando niveles con manifestaciones interesantes de hidrocarburo según el control geológico y con buenas características geoquímicas en el contenido de materia orgánica y la madurez térmica de la misma.

Los topes y espesores de las unidades atravesadas se detallan en la figura 9.11.

Formación/Grupo	Tope (mbbp)	Cota (msnm)	Espesor (m)
Complejo Efusivo Eógeno	b/p	948,88	325 (parcial)
Grupo Neuquén	325	623,88	992
Formación Rayoso			
Sección Clástica	1317	-368,12	322
Sección Evaporítica	1639	-690,12	611
Formación Huitrín			
Miembro La Tosca	2250	-1301,12	88
Miembro Troncoso Superior	2338	-1389,12	177
Miembro Troncoso Inferior	2515	-1566,12	90
Formación Agrio			
Miembro Agua de la Mula	2605	-1656,12	272
Miembro Avilé	2877	-1928,12	25
Miembro Pilmatué	2902	-1953,12	453
Formación Mulichinco	3355	-2406,12	171
Formación Quintuco	3526	-2577,07	32 (parcial)

Figura 9.11. Topes y espesores de las unidades atravesadas en el pozo YPF.Nq.FM.x-40.

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio fue encontrado en el pozo entre 2902 y 3355 mbbp, totalizando 453 m de espesor. Constituido principalmente por limoarcilitas y limoarcilitas calcáreas, calizas y margas.

Entre 2902 y 2990 mbbp, prevalecen las limoarcilitas gris medio a gris oscuro, con fractura subplanar y leve a moderada reacción calcárea. Estos intervalos presentan entre 5 y 17% de CO_3 . Muy subordinadas a las limoarcilitas se encuentran niveles de calizas de tipo *grainstone*, con fracturas irregulares subplanares e impregnadas con hidrocarburo y niveles de arenisca fina cuarzo-lítica con matriz arcillosa, cemento calcáreo y abundantes impregnaciones de hidrocarburo fresco. A partir de 2990 mbbp y hasta 3096 mbbp, las limoarcilitas se vuelven más calcáreas, con un contenido entre 10 y 22% de CO_3 . Aun así presentan leve reacción calcárea y exhiben las mismas fracturas subplanares irregulares que los niveles de arcilitas menos calcáreas. Muy subordinadamente intercalan estratos de calizas masivas con fracturas irregulares. Por debajo de 3096 mbbp, vuelven a prevalecer las limoarcilitas por encima de las limoarcilitas calcáreas hasta 3136 mbbp. Entre 3136 y 3178 mbbp, las limoarcilitas incrementan su contenido de carbonato llegando casi hasta 40% de CO_3 e intercalan recurrentemente con *mudstones* gris oscuro, con fracturas irregulares y contenido de CO_3 entre 35 y 50%. A partir de 3178 mbbp, predominan calizas arcillosas y limoarcilitas calcáreas por sobre las limoarcilitas y las calizas. Las calizas arcillosas son *mudstones* con fracturas en bloque y microfracturas aisladas, presentan entre 40 y 70% de CO_3 . Desde 3294 mbbp hasta la base del Miembro Pilmatué (3352 mbbp), la secuencia se compone casi totalmente por margas de color gris a castaño oscuro, con fracturas irregulares subplanares y fuerte reacción calcárea, de abundante residuo arcilloso, bituminosas y compactas. Presentan valores entre 20 y 60% de CO_3 .

De la sección inferior del Miembro Pilmatué se extrajo un testigo corona de 18 m en el intervalo 3276-3294 mbbp, constituido por margas de aspecto poco bituminoso volviéndose más bituminoso en el metro inferior de la misma. Las margas se observaron

de color gris oscuro a negro, masivas, con fracturas subplanares, restos fósiles y microfósiles aislados y puntuales restos carbonosos.

Dentro del Miembro Pilmatué se establecieron 5 horizontes productivos de los cuales se analizaron su espesor total, espesor permeable, porosidad, saturación de agua y saturación de petróleo. Los datos de cada horizonte se detallan en la figura 9.12, donde puede verse que los espesores totales son iguales a los permeables y varían entre 15 y 55 m. La porosidad de los horizontes varía entre 6 y 10%, la saturación de agua entre 10 y 40% y la saturación de petróleo entre 60 y 90%.

Horizonte en producción	1°	2°	3°	4°	5°
Techo de la capa (mbbp)	3315	3268	3225	3160	2960
Espesor total (m)	30	15	40	55	30
Espesor permeable (m)	30	15	40	55	30
Porosidad (%)	8	6	10	10	10
Saturación de agua (%)	10	20	40	40	40
Saturación de petróleo (%)	90	80	60	60	60

Figura 9.12. Datos de los 5 horizontes productivos del Miembro Pilmatué en el pozo YPF.Nq.FM.x-40.

Se realizó un ensayo en el tramo 3327-3338,2 mbbp, el cual dio como resultado 9,38 m³ de agua, 14,88 m³ de petróleo y 648 m³ de gas. En cabeza de pozo la presión de surgencia fue de 63,28 kg/cm², mientras que la presión estática fue de 422 kg/cm².

YPF.Nq.EPn.x-3 (El Portón)

El pozo YPF.Nq.EPn.x-3 (El Portón) (37°7'31,33"S/69°39'30,45"O) es un pozo exploratorio que fue perforado en el año 1990, teniendo como base el resultado obtenido por el sondeo YPF.Nq.EPn.x-2 (El Portón). El objetivo del pozo fue buscar, en una dirección más hacia el norte de la estructura, una posición próxima a su culminación pero más baja que la lograda por aquel pozo, dentro de los miembros Troncoso Inferior y Chorreado Inferior de la Formación Huitrín, tratando de obtener una cota estructural

por debajo de la interface gas-petróleo. Como objetivo secundario resultaron el Miembro Avilé de la Formación Agrio y la Formación Mulichinco.

El pozo se encuentra en la estructura anticlinal denominada como El Portón, siendo parte de la zona triangular que resuelve el contacto entre la faja plegada y corrida del Agrio al oeste y el antepaís hacia el este. Se trata de una estructura anticlinal apretada en sentido este-oeste, con eje norte-sur muy elongado, de aproximadamente 10 km de longitud y con sus flancos rebatidos. Se origina por flexión de falla, con nivel de despegue en la base de la Formación Vaca Muerta y una rampa tectónica que se adentra hasta el Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín. En la figura 9.13 se muestra un esquema de la estructura del anticlinal El Portón.

Los topes y espesores de las unidades atravesadas por el sondeo se detallan en la tabla de la figura 9.14.

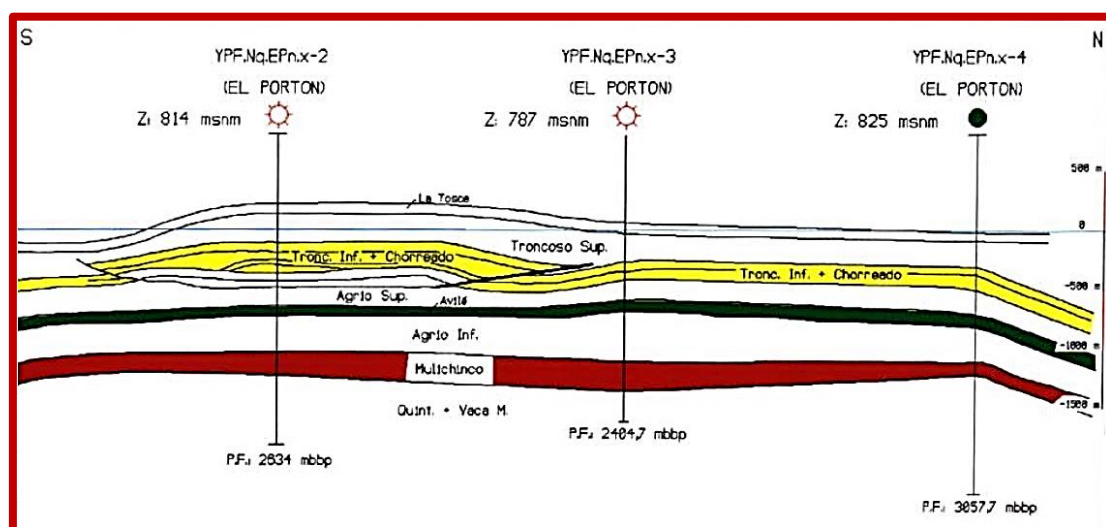


Figura 9.13. Esquema estructural del anticlinal El Portón (modificado de informe interno de YPF, cedido por la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén).

Formación/Grupo	Tope (mbbp)	Cota (msnm)	Espesor (m)
Grupo Neuquén	b/p	787	223 (parcial)
Formación Rayoso			
Sección Clástica	223	564	150
Sección Evaporítica	373	414	409
Formación Huitrín			
Miembro La Tosca	782	5	46
Miembro Troncoso Superior	828	-41	206
Miembro Troncoso Inferior	1034	-247	78
Miembro Chorreado Inferior	1112	-340	74
Formación Agrio			
Miembro Agua de la Mula	1201	-414	89
Miembro Avilé	1350	-563	130
Miembro Pilmatué	1480	-693	390
Formación Mulichinco	1870	-1083	330
Formación Quintuco + Formación Vaca Muerta	2200	-1413	204,7 (parcial)

Figura 9.14. Topes y espesores de las unidades atravesadas en el pozo YPF.Nq.EPn.x-3.

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio fue registrado entre 1480 y 1870 mbbp, totalizando 390 m de espesor. Caracterizado por limoarcilitas calcáreas alternadas con calizas arcillosas.

Durante la perforación no presentó manifestaciones de interés, observándose sólo rastros aislados de petróleo en el tramo 1565-1670 mbbp. Durante la terminación, se evaluó el techo del miembro entre 1487 y 1482 mbbp, resultando sin entrada.

Se perforó un testigo corona de 3,2 m entre 2213 y 2216,8 mbbp, obteniéndose una corona muy rota de limoarcilitas color gris verdoso, con rastros secos de petróleo.

Capítulo 10. El Miembro Pilmatué como *shale*

En el presente capítulo se realiza una síntesis e interpretación de la información detallada en los capítulos anteriores. De esta forma se evalúan las propiedades correspondientes al Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en el área de la fosa de Chos Malal, tanto en afloramiento como en subsuelo, para caracterizarlo desde el punto de vista de un reservorio no convencional de tipo *shale*.

Deposición y estratigrafía

Tal como se expresó en el capítulo 7 de este trabajo, el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio se ha depositado en un contexto de ascenso del nivel del mar. Comienza a depositarse sobre una superficie transgresiva que estaría marcada, tanto en la localidad de El Portón como en la localidad de Mina San Eduardo, por la base de la unidad y el techo de la Formación Mulichinco (Fig. 7.4). El tope de la Formación Mulichinco, que marca el final de la regresión normal, da paso a la espesa sucesión predominantemente integrada por margas y pelitas grises y negras que caracterizan al Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. En la localidad de El Portón, se localizó la máxima inundación del intervalo transgresivo, aproximadamente 50 m por encima de la base del miembro (Fig. 7.4). A partir de la máxima inundación, todavía en un contexto de ascenso del nivel de base, comienza el lento pero constante cortejo depositacional de mar alto, dentro del cual se completa la depositación del Miembro Pilmatué, con unos 300 m de espesor para la localidad de El Portón (Fig. 7.4). Posteriormente, luego de una discontinuidad estratigráfica, se depositan las sedimentitas continentales del Miembro Avilé de la Formación Agrio.

Slatt (2011) realiza un modelo estratigráfico general para distintos reservorios de tipo *shale* de clase mundial (Fig. 10.1). En este modelo, las formaciones que actúan como reservorios *shale* se caracterizan por poseer una marcada transgresión en su base, seguida por niveles progradantes propios del cortejo regresivo de mar alto.

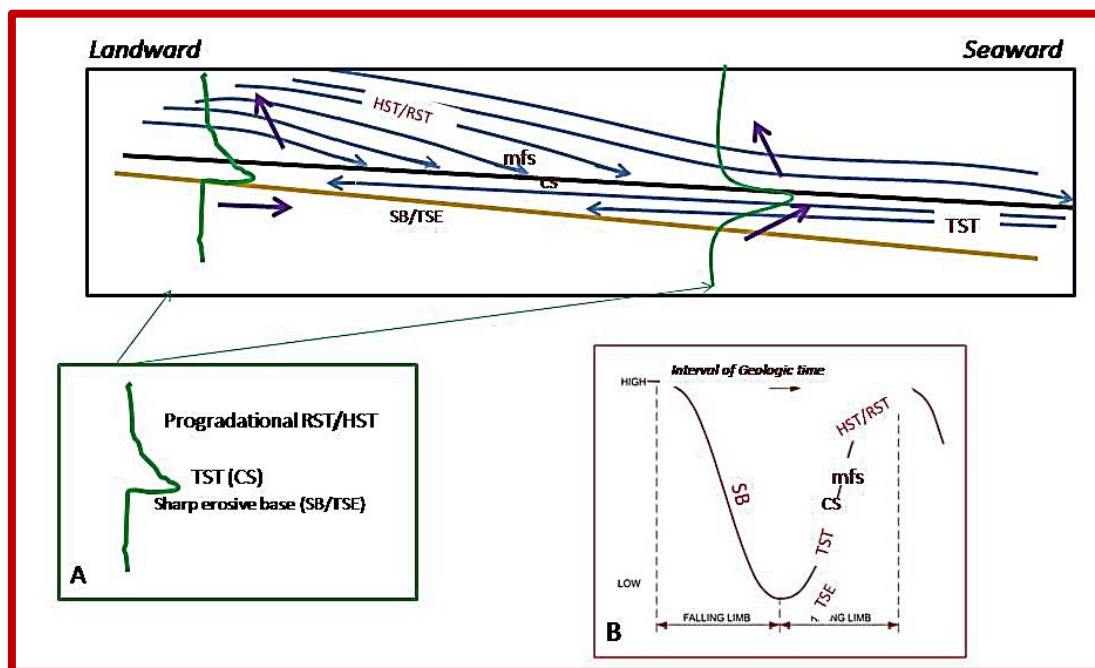


Figura 10.1. Esquema del modelo estratigráfico general para los reservorios *shale*. Éstos normalmente se depositan en un contexto de ascenso del nivel del mar, comenzando con un intervalo transgresivo (TST) poco potente y seguido por un cortejo depositacional de mar alto (HST) de mayor espesor (tomado de Slatt 2011).

Tomando como comparación el *shale play* productivo de Vaca Muerta, la secuencia estratigráfica sigue el modelo depositacional planteado por Slatt (2011), comenzando su depositación mediante una rápida transgresión, seguida de una espesa sucesión ocurrida durante un cortejo regresivo de mar alto (Askenazi *et al.* 2013).

Profundidad de reservorio

La profundidad a la que se encuentra el Miembro Pilmatué en los yacimientos productores de Filo Morado y El Portón, según los pozos analizados en el capítulo 9 del presente trabajo, varía entre 953 y 3492 mbbp para el tope y entre 1565 y 3565 mbbp para la base del mismo (Figs. 9.4, 9.7, 9.8, 9.9, 9.11 y 9.14). Estas variaciones de profundidad, así como la repetición de las secuencias observadas en algunos pozos, se deben a la complejidad estructural presente, principalmente, en el yacimiento Filo Morado, dominada por cabalgaduras, fallas y pliegues de tipo dúplex (Fig. 9.2).

El *shale play* de la Formación Vaca Muerta se encuentra ubicado a una profundidad entre 2000 y 3500 m, mientras que los *plays* de América del Norte se ubican a profundidades muy variables, desde menos de 500 m, hasta más de 4000 m de profundidad (Askenazi *et al.* 2013).

El gráfico de la figura 10.2 compara las profundidades de los *plays* generadores de Vaca Muerta y de reservorios *shale* de América del Norte, con la profundidad a la que se encuentra el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en la zona de trabajo.

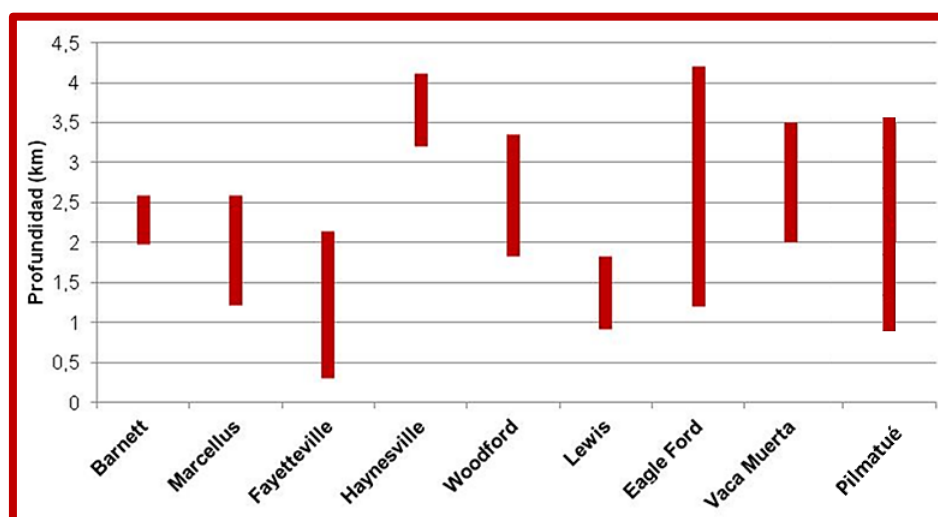


Figura 10.2. Comparación entre las profundidades de los *plays* generadores de Vaca Muerta y de los principales reservorios *shale* de América del Norte, con la profundidad del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en la zona de trabajo (modificado de Askenazi *et al.* 2013).

Geoquímica

De acuerdo al resultado de los análisis realizados sobre las muestras de pelitas/margas y *mudstones* del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, pudieron establecerse las condiciones geoquímicas del intervalo en el área de estudio. Los detalles de los análisis se encuentran en el capítulo 8 de este trabajo.

En la localidad de El Portón, se definieron dos intervalos de interés dentro del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, debido a sus condiciones geoquímicas (Fig. 10.3).

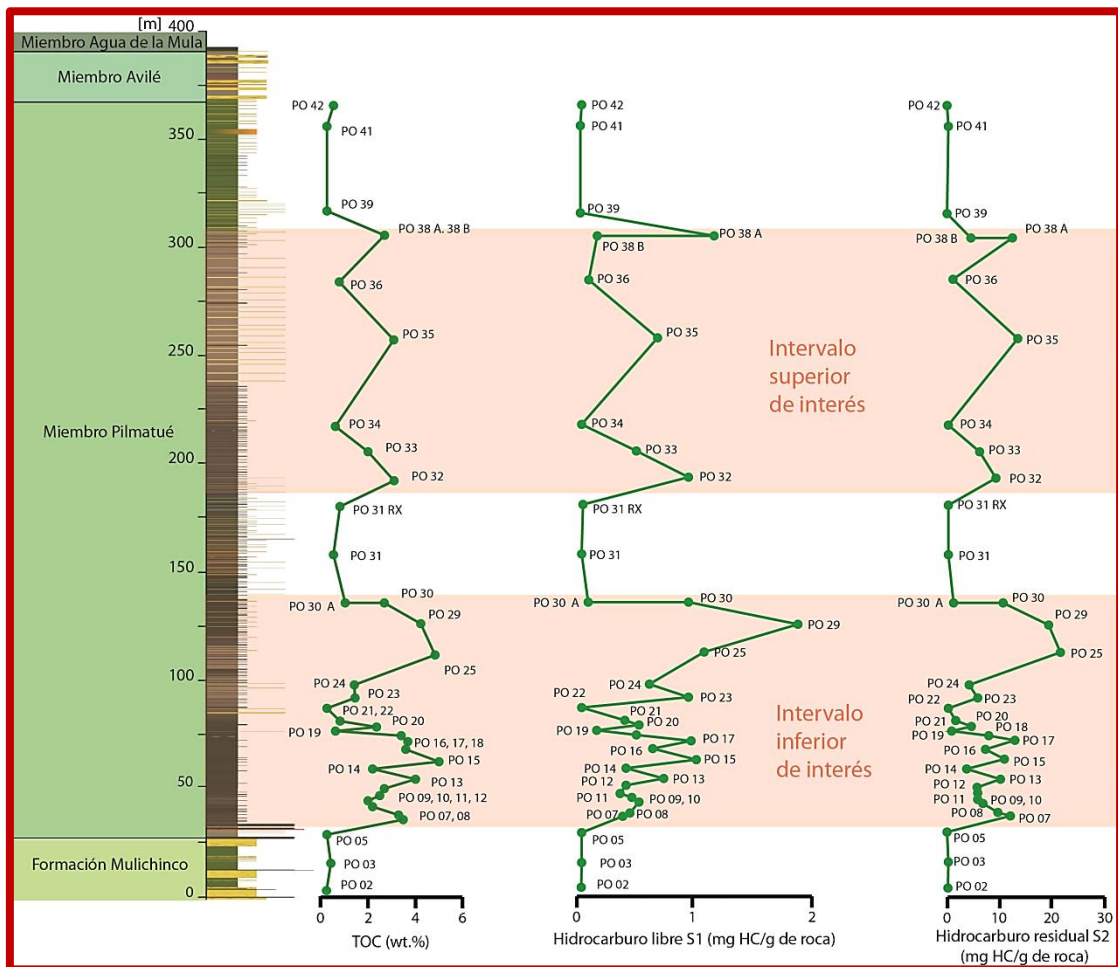


Figura 10.3. Intervalos de interés definidos para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en la localidad de El Portón.

El intervalo inferior de interés, de 100 m de espesor, presenta valores de TOC entre 1,02 y 4,84 wt.%, valores de T_{max} entre 440 y 447°C, hidrocarburo libre (S1) entre 0,4 y 1,11 mg HC/g de roca, hidrocarburo residual (S2) entre 3 y 21,9 mg HC/g de roca, índice de producción (PI) entre 0,03 y 0,15, índice de hidrógeno (HI) entre 175 y 459 mg HC/g TOC e índice de oxígeno (OI) entre 5 y 56 mg CO₂/g TOC (Figs. 8.1 a 8.10).

El intervalo superior de interés, de 140 m de espesor, presenta valores de TOC entre 2,02 y 3,18 wt.%, valores de T_{max} entre 437 y 445°C, hidrocarburo libre (S1) entre 0,19 y 1,14 mg HC/g de roca, hidrocarburo residual (S2) entre 5,92 y 13,55 mg HC/g de roca, índice de producción (PI) entre 0,03 y 0,09, índice de hidrógeno (HI) entre 216 y 470 mg HC/g TOC e índice de oxígeno (OI) entre 8 y 32 mg CO₂/g TOC (Figs. 8.1 a 8.10).

El tipo de kerógeno presente en ambos intervalos es principalmente de Tipo II, productor de petróleo. En menor medida presentan kerógeno de Tipo III, productor de gas seco (Fig. 8.11).

Según el índice de saturación de petróleo (OSI) (Figs. 8.1 y 8.6), los intervalos de interés en el Miembro Pilmatué se encuentran por debajo del umbral de retención de materia orgánica (Sandvik *et al.* 1992), por lo que el hidrocarburo generado podría tener dificultades para movilizarse (Jarvie 2012).

En la localidad de Mina San Eduardo, la muestra MSE 04 tomada pocos metros por encima de la base del Miembro Pilmatué, demostró tener un TOC de 2,11 wt.%, por lo que tiene un potencial generador de interés. Debido a la distancia aproximada a la que se encuentra por encima de la base del miembro, se la podría vincular con la sección inferior de interés definida en la localidad de El Portón.

Con el objetivo de comparar los resultados geoquímicos de afloramiento con información de subsuelo, se analizaron en el capítulo 9 de este trabajo, los resultados de

TOC y pirólisis Rock-Eval de los análisis realizados en el pozo hidrocarburífero YPF.Nq.FM.x-3 del yacimiento Filo Morado. En dicho pozo, que se ubica 8 km al sur-este de la localidad de El Portón (Fig. 9.3), pudo establecerse un intervalo de interés en la mitad inferior del Miembro Pilmatué, de acuerdo a sus características geoquímicas entre las muestras 6349-011 y 020 (Fig. 9.5).

El intervalo de interés, de 246 m de espesor, se muestra en la figura 10.4. Presenta valores de TOC entre 2,13 y 4,27 wt.%, valores de T_{max} entre 436 y 441°C, hidrocarburo libre (S1) entre 0,9 y 2,64 mg HC/g de roca, hidrocarburo residual (S2) entre 4,48 y 10,49 mg HC/g de roca, índice de producción (PI) entre 0,12 y 0,21, índice de hidrógeno (HI) entre 210 y 305 mg HC/g TOC e índice de oxígeno (OI) entre 8 y 37 mg CO₂/g TOC. El kerógeno presente en dicho intervalo es de Tipo II.

La figura 10.5 muestra una comparación de la información geoquímica de afloramiento con la obtenida en el pozo YPF.Nq.FM.x-3.

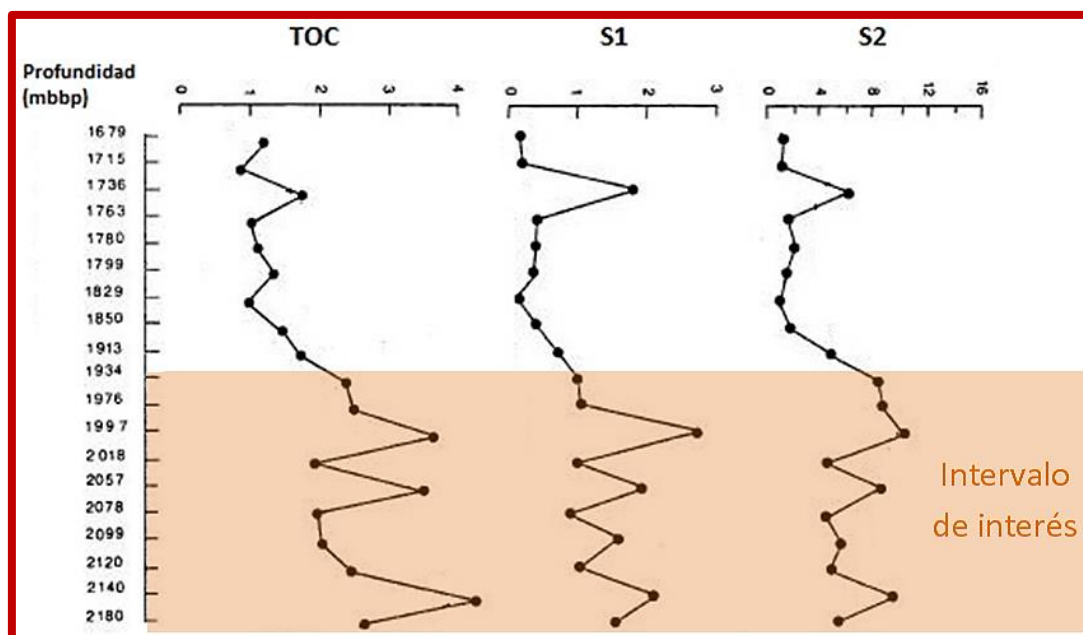


Figura 10.4. Intervalo de interés de acuerdo a la geoquímica realizada en el pozo YPF.Nq.FM.x-3.

	Pilmatué en la localidad de El Portón		Pilmatué en el Pozo FM.x-3 (Intervalo de interés)
	Intervalo inferior de interés	Intervalo superior de interés	
TOC (wt.%)	1,02 - 4,84	2,02 - 3,18	2,13 - 4,27
Tmax (°C)	440 - 447	437 - 445	436 - 441
Hidrocarburos libres (S1) (mg HC/g de roca)	0,4 - 1,11	0,19 - 1,14	0,9 - 2,64
Hidrocarburos residuales (S2) (mg HC/g de roca)	3 - 21,9	5,92 - 13,55	4,48 - 10,49
Índice de producción (PI)	0,03 - 0,15	0,03 - 0,09	0,12 - 0,21
Índice de hidrógeno (HI) (mg HC/g TOC)	175 - 459	216 - 470	210 - 305
Índice de oxígeno (OI) (CO ₂ /g TOC)	5 - 56	8 - 32	8 - 37
Tipo de kerógeno	II-II/III	II-II/III	II

Figura 10.5. Comparación de la geoquímica de afloramiento con la obtenida en el pozo YPF.Nq.FM.x-3.

Siguiendo los criterios de clasificación definidos por Peters y Cassa (1994) para la caracterización de las rocas generadoras y de acuerdo a la información geoquímica presentada en este trabajo (Fig. 10.5), la roca perteneciente a los intervalos de interés dentro del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio clasifica como muy buena roca potencial para generar hidrocarburos, en ventana temprana a media de generación de petróleo. El kerógeno presente en la roca es rico en HC y bajo en CO₂, siendo principalmente de Tipo II a II/III, de carácter algal con poco aporte terrígeno (Tissot *et al.* 1974). Los valores de TOC y HI obtenidos para los intervalos de interés, son coherentes con los definidos por Jarvie (2012) para los sistemas más eficientes de reservorios *shale* (TOC > 1.wt% y HI entre 250 y 800 mg HC/g TOC).

La geoquímica realizada en el presente trabajo para las localidades de estudio y la obtenida en el pozo del yacimiento Filo Morado, son consistentes con los estudios

geoquímicos previos para la región de la fosa de Chos Malal (Cruz *et al.* 1996, 1998, Tyson *et al.* 2005). Además, los dos intervalos de interés definidos para el Miembro Pilmatué en la localidad de El Portón (Fig 10.3), son correlacionables con los intervalos generadores propuestos por Cruz *et al.* (1996) para dicho miembro en la región de estudio.

A nivel de cuenca, los valores geoquímicos obtenidos son comparables y coherentes con los establecidos para la Formación Agrio (Wavrek *et al.* 1994, Legarreta *et al.* 2000, Legarreta y Villar 2011), aunque el índice de hidrogeno del presente trabajo (Fig. 10.6) es menor al expuesto por Legarreta y Villar (2011), el cual varía entre 300 y 700 mg HC/g TOC. El índice de hidrógeno podría verse afectado en las muestras de afloramiento debido a la intervención de agentes meteorizantes.

El modelo térmico aceptado actualmente, muestra que la zona de estudio se encuentra en ventana de generación de petróleo (Fig. 10.6). Esto es consistente tanto con los valores de T_{max} obtenidos en El Portón (Figs. 8.1 y 8.5), cómo con los observados en el pozo YPF.Nq.FM.x-3 (Fig. 9.6).

El reservorio *shale* por excelencia de la cuenca Neuquina, la Formación Vaca Muerta, posee valores de TOC entre 3 y 8%, Romax (%) entre 0,8 y 2, índice de hidrógeno (HI) entre 400 y 800 mg HC/g TOC y kerógeno Tipo I/II a II (Stinco y Barredo 2014a). Con respecto a los valores arrojados en este trabajo para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Fig. 10.5), la Formación Vaca Muerta posee mayor TOC promedio, mayor madurez e índice de hidrógeno más alto.

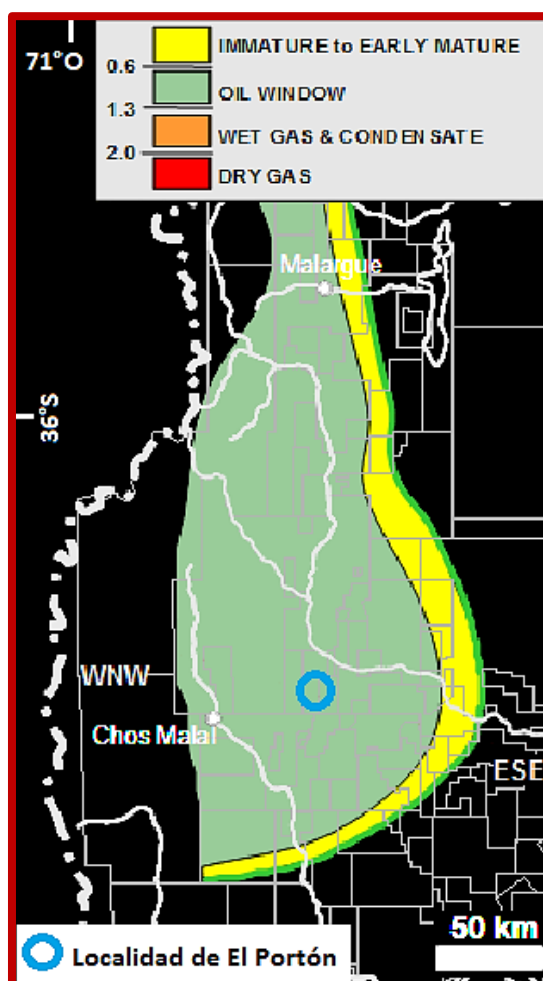


Figura 10.6. Mapa de maduración de la materia orgánica para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (modificado de Legarreta y Villar 2011).

En Estados Unidos, el reservorio *shale* de Barnett, uno de los más importantes de dicho país, posee áreas en ventana de generación de petróleo con valores promedios de TOC de 4,70 wt.%, T_{max} de 446°C, hidrocarburo libre (S1) de 3,6 mg HC/g de roca, hidrocarburo residual (S2) de 14,09 mg HC/g de roca, índice de hidrógeno (HI) de 300 mg HC/g TOC y kerógeno Tipo II a II/III (Jarvie *et al.* 2007). Estos valores son en general similares a aquellos de los intervalos de interés para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio presentados en este trabajo (Fig. 10.5).

Stinco y Barredo (2014a) realizan una comparación entre las formaciones con las mejores rocas madres de Argentina y América del Norte, en la cual se incluye a la

Formación Agrio con sus valores promedios para ambos miembros productores y para toda la cuenca. Para las formaciones estudiadas, los valores de TOC varían en general entre 1 y 15 wt.% y el tipo de kerógeno entre I y II/III.

Petrofísica

Los parámetros petrofísicos tales como porosidad, permeabilidad, presión de reservorio y saturaciones de fluidos, fueron tomados a partir de la información previa de los pozos del yacimiento Filo Morado.

A partir de la información de testigos corona tomados de los pozos YPF.Nq.FM.x-3 (Filo Morado) y YPF.Nq.FDT.x-2 (Flanco del Trill), se obtuvieron porosidades entre 2,4 y 9,3%, permeabilidades entre 2 y 20 nd, densidades aparentes entre 2,29 y 2,71 g/cm³ y densidades reales entre 2,49 y 2,9 g/cm³.

En los pozos YPF.Nq.FM.x-5 (Filo Morado) y YPF.Nq.LCz.x-1 (Los Carrizos) se observó sobrepresión en la sección superior e inferior respectivamente dentro del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio.

Según la petrofísica desarrollada en el pozo YPF.Nq.FM.x-40 (Filo Morado), de particular interés por haber demostrado producción de *shale oil* en el Miembro Pilmatué, los horizontes productivos de esta unidad presentan porosidades entre 6 y 10%, saturaciones de agua (S_w) entre 10 y 40% y saturaciones de petróleo (S_o) entre 60 y 90% (Fig. 9.12). Los intervalos más saturados y a la vez menos porosos son los más basales, los cuales se corresponderían con el intervalo inferior de interés definido en este trabajo para el Miembro Pilmatué en la localidad de El Portón (Fig. 10.3) y con el intervalo definido para el pozo YPF.Nq.FM.x-3 del yacimiento Filo Morado (Fig. 10.4).

Mediante el análisis de EDS realizado en muestras de los intervalos inferior y superior de interés del Miembro Pilmatué en la localidad de El Portón (anexo D),

podieron observarse evidencias de disolución en cristales de calcita y framboides de pirita, además de cavidades y fracturas rellenas parcialmente por framboides de pirita y venas de anhidrita (Fig. 10.7). Todos estos indicadores podrían formar parte del medio poroso de la roca en dichos intervalos y adicionalmente generar conductos permeables.

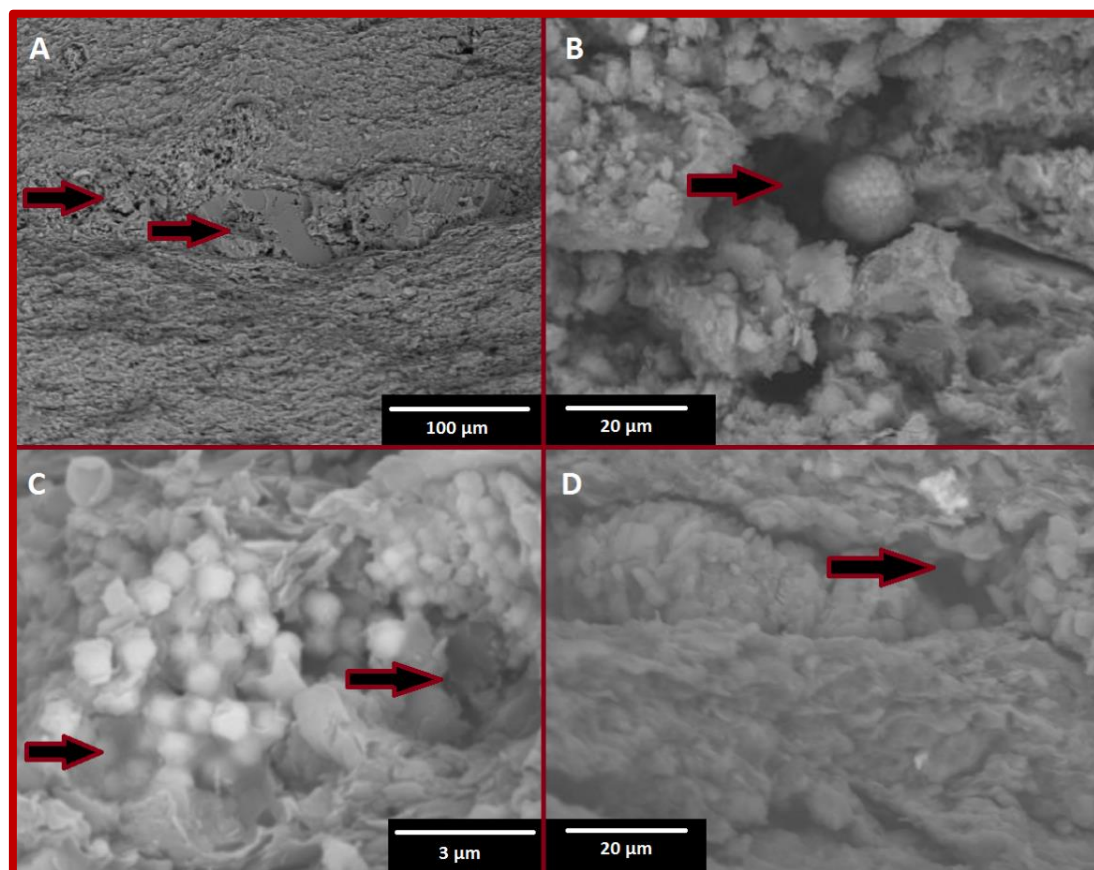


Figura 10.7. Indicadores de porosidad en pelitas. **A.** Disolución de cristales de calcita. **B.** Cavidades ocupadas por framboides de pirita. **C.** Disolución parcial de framboides de pirita. **D.** Cavidades dentro de una fractura rellena por anhidrita.

La información petrofísica presentada en este trabajo, es comparable a lo expuesto por Jarvie (2012), quien resume porosidades menores a 15%, permeabilidades menores a 1000 nd y leve a alta sobrepresurización de reservorio para los mejores sistemas de *shale gas* en América del Norte. Por otra parte el *shale play* de Vaca Muerta, referente a

nivel nacional, presenta porosidades entre 4 y 12% (Askenazi *et al.* 2013) y alta presión de reservorio (EIA 2015).

El gráfico de la figura 10.8 compara las porosidades de los *plays* generadores de Vaca Muerta y de los principales reservorios *shale* de América del Norte, con las porosidades obtenidas de los pozos estudiados para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en la zona de trabajo.

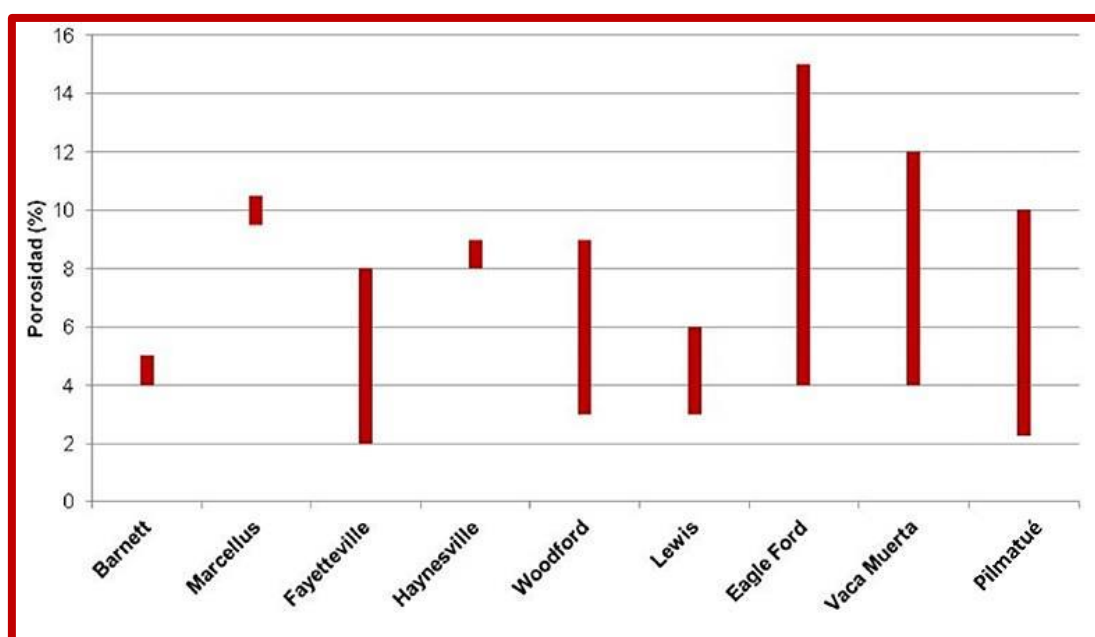


Figura 10.8. Comparación entre las porosidades de los *shale plays* de Vaca Muerta y de los principales reservorios *shale* de América del Norte, con las porosidades obtenidas de los pozos estudiados para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en la zona de trabajo (modificado de Askenazi *et al.* 2013).

Extensión areal

Con respecto a la distribución areal, la porción del Miembro Pilmatué que se encuentra en ventana de generación de petróleo (Fig. 10.6), tiene un área aproximada de 38000 km² (Legarreta y Villar 2011), pero gran parte de la misma está fuertemente estructurada por la faja plegada y corrida del Agrio. Esta zona con fuerte estructuramiento (región en amarillo de la figura 10.9), no sería propicia para el

desarrollo de un reservorio de tipo *shale*, debido a que la irregularidad de las capas dificultaría la navegación de los pozos horizontales y el excesivo desarrollo de fracturas naturales dificultaría el diseño de las fracturas hidráulicas artificiales, necesarias para drenar el hidrocarburo hacia el pozo (*com. pers.* Diego Licitra, YPF).

Producto de estas restricciones propias de un reservorio *shale*, la porción del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio que se encuentra en ventana de generación de petróleo y que se limita a la región del antepaís (mucho menos estructurada que la faja plegada y corrida) tiene un área aproximada de 16000 km² (región en verde de la figura 10.9). Dentro de esta zona, el escenario estructural sería similar al de los pozos YPF.Nq.FM.x-40 del yacimiento Filo Morado y YPF.Nq.EPn.x-3 del yacimiento El Portón, con una sucesión sedimentaria poco influenciada por la acción deformacional de la faja plegada. Aun así, es importante aclarar que el área de 16000 km² propuesta con condiciones estructurales como para ser un potencial reservorio *shale*, es producto de la extrapolación de las características observadas en el área de estudio, en base a la orientación predominantemente norte-sur que presentan las unidades estratigráficas dentro de la faja plegada y corrida del Agrio.



Figura 10.9. El conjunto de ambas zonas pintadas indica el área del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, que se encuentra en ventana de generación de petróleo según Legarreta y Villar (2011). Las zonas en verde y amarillo representan respectivamente las regiones con y sin condiciones para ser un potencial reservorio *shale*. En rojo, junto a la localidad de El Portón, están ubicados los yacimientos de Filo Morado y El Portón.

A modo de comparación, el *shale play* productivo de Vaca Muerta, tiene un área de 30000 km², mientras que la mayoría de los *shales* de América del Norte varían entre 13000 y 28900 km² de extensión (Barnett, Fayetteville, Haynesville, Woodford y Lewis) con casos excepcionales como Eagle Fort que posee un área de sólo 5000 km² y Marcellus que, por el contrario, llega a los 250000 km² de extensión areal (Askenazi *et al.* 2013).

Considerando estos ejemplos, la extensión areal del potencial reservorio *shale* del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, está dentro de la dimensión de otros *shales* de importancia a nivel mundial.

Mineralogía

La mineralogía es un parámetro muy útil para determinar la fragilidad/ductilidad de un *shale*. El contenido de cuarzo, carbonato y arcilla determina los parámetros elásticos de la roca y de esta forma, cuan eficiente será la fractura hidráulica para estimular la roca y liberar el hidrocarburo (Askenazi *et al.* 2013).

Según lo expuesto en el capítulo 8 de este trabajo, los intervalos del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio que muestran pronósticos geoquímicos interesantes como para ser considerados como potenciales reservorios *shale* (Fig. 10.3), presentan composiciones margosas según los análisis de DRX realizados (Fig. 8.12), con valores promedio de 50% de calcita, 20% de cuarzo y 10% de arcillas. Además, las arcillas se mantienen siempre por debajo del 30% de la composición total de cada muestra y están conformadas casi exclusivamente por illita.

Los *shales* con alto porcentaje de cuarzo y carbonato tienden a ser más frágiles y se fracturan más fácilmente que aquellos con alto contenido arcilloso, los cuales se comportan de manera dúctil (Jarvie 2012, Askenazi *et al.* 2013, Stinco y Barredo 2014). Se utiliza un valor de corte de 40% de contenido de arcilla para considerar una roca como proclive a fracturarse en el marco de una caracterización como reservorio *shale* (Askenazi *et al.* 2013, Stinco y Barredo 2014). Adicionalmente, la ausencia de arcillas expandibles facilita la estimulación hidráulica (Jarvie 2012, Askenazi *et al.* 2013).

Según los lineamientos expuestos por estos autores, las litologías finas que comprenden gran parte del relleno del Miembro Pilmatué en la localidad de El Portón,

tendrían un comportamiento mayormente frágil de cara a la estimulación hidráulica necesaria para producir hidrocarburos de un reservorio *shale*. Las arcillas presentes, casi completamente compuestas por illita, tendrían un comportamiento favorable para evitar la expansión y facilitar la circulación del fluido por las fracturas.

De acuerdo con la información correspondiente a los pozos de los yacimientos de Filo Morado y El Portón, presentados en el capítulo 9 de este trabajo, en los intervalos atravesados del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio prevalecen las litologías con abundante contenido carbonático por sobre aquellas con poco contenido carbonático, tal como sucede en los afloramientos estudiados dentro de la zona de estudio de la localidad de El Portón.

En el caso del reservorio *shale* por excelencia de la cuenca Neuquina, la Formación Vaca Muerta, presenta en promedio valores entre 5 y 30% de arcillas (Askenazi *et al.* 2013, Sales *et al.* 2014a, Stinco y Barredo 2014), 38% de cuarzo/feldespatos y 25% de carbonatos (Sales *et al.* 2014a), aumentando la relación carbonato/cuarzo hacia el tope de la unidad (Askenazi *et al.* 2013, Sales *et al.* 2014a). Dentro de las rocas generadoras de Argentina, la Formación Vaca Muerta presenta menor contenido de arcillas que formaciones como Los Monos, Cacheuta, Pozo D129 y Palermo Aike, las cuales tienen porcentajes de arcilla de hasta 60% (Stinco y Barredo 2014).

Con respecto a los *shales* de América del Norte, los *plays* de Eagle Ford, Haynesville, Barnett y Woodford muestran proporciones bastante diferenciadas de carbonato y cuarzo (5 a 65% de carbonato y 15 a 80% de cuarzo), pero en general, el contenido de arcillas se mantiene por debajo del valor de corte de 40%, con excepción de una facies dentro del *shale play* de Haynesville que alcanza el 45% de material arcilloso (Askenazi *et al.* 2013).

En la figura 10.10 se presenta un diagrama composicional ternario cuarzo-carbonato-arcillas, para las muestras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio analizadas en el presente trabajo. Además se las compara con las composiciones presentadas por Askenazi *et al.* (2013), para los *shale plays* de la Formación Vaca Muerta y de las principales formaciones productoras de América del Norte.

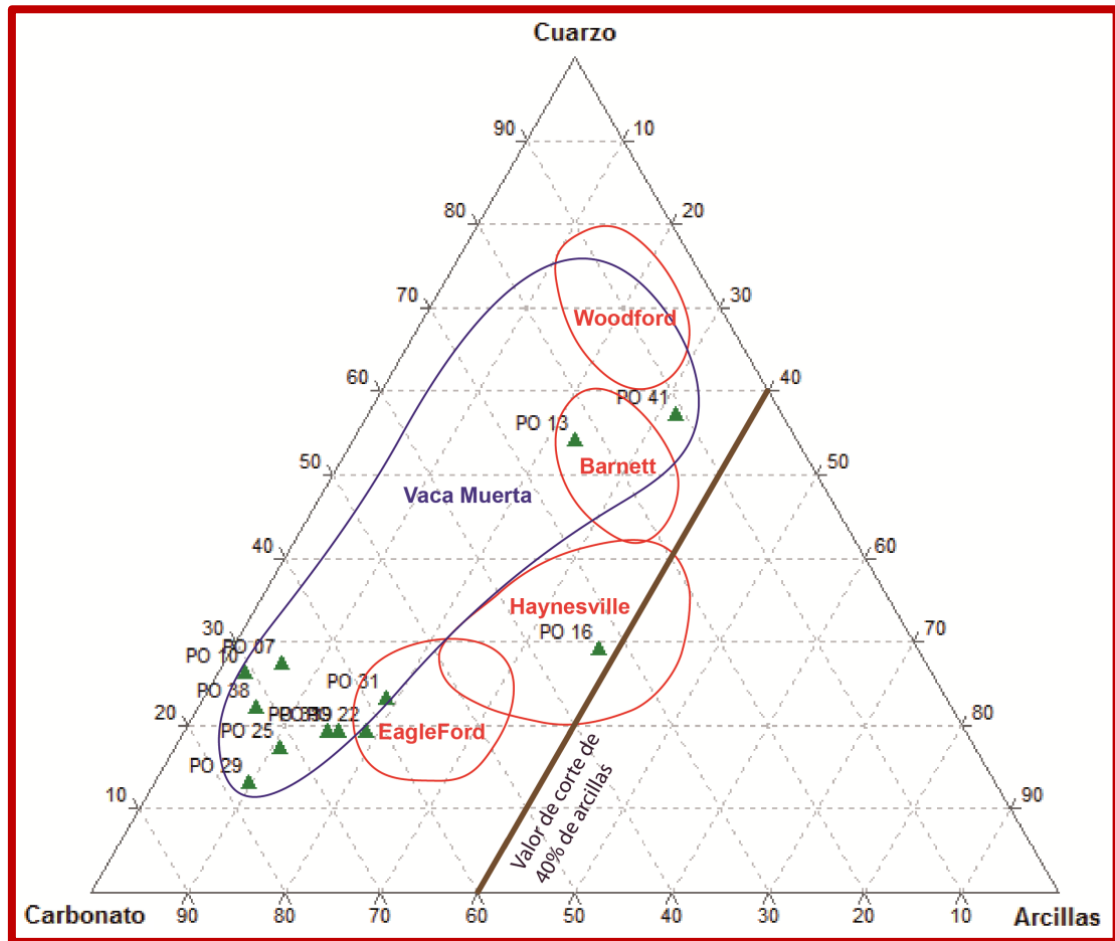


Figura 10.10. Composición mineral de las muestras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio analizadas en el presente trabajo (triángulos verdes), comparadas con la composición promedio tomada de Askenazi *et al.* (2013) para los *shale plays* de la Formación Vaca Muerta y de las principales formaciones productoras de América del Norte.

Conclusiones y observaciones adicionales

Los análisis realizados sobre las muestras colectadas en las localidades de estudio, en conjunto con la información obtenida a partir de pozos hidrocarburíferos de yacimientos aledaños, permiten llegar a la conclusión de que el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Valanginiano tardío–Hauteriviano temprano) en la zona de la fosa de Chos Malal, posee buenas características geoquímicas, mineralógicas y petrofísicas, permitiéndole ser considerado como un potencial reservorio no convencional de tipo *shale*, productor de petróleo generado a partir de un kerógeno principalmente marino Tipo II a II/III.

La sección inferior del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, demuestra tener buenas condiciones geoquímicas como para considerar un potencial espesor de reservorio *shale* de 100 m según los análisis efectuados sobre las muestras de afloramiento y de 246 m según los estudios revisados en el pozo YPF.Nq.FM.x-3 del yacimiento Filo Morado (Fig. 10.5). Por otro lado, el análisis de las muestras de afloramiento realizado en este trabajo, permite establecer un segundo intervalo de 140 m de espesor con potencial de ser reservorio *shale*, en la sección superior del Miembro Pilmatué (Fig. 10.3). Este segundo intervalo no se observa en el pozo YPF.Nq.FM.x-3. Los resultados mineralógicos para estos intervalos muestran buenas condiciones de fragilidad para realizar las fracturas hidráulicas necesarias para producir hidrocarburo de un reservorio *shale*.

Debido a que gran parte de la región en la que el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio se ubica en ventana de generación de petróleo, se encuentra fuertemente afectada estructuralmente por la faja plegada y corrida del Agrio, la extensión areal del potencial reservorio *shale* (Fig. 10.9) se ve restringida en comparación, por ejemplo, con la del *shale* de Vaca Muerta. Aun así, esta región de interés tiene dimensiones equiparables

con algunos importantes *shale plays* de América del Norte y además, ocupa zonas del centro-norte de la provincia de Neuquén y centro-sur de la provincia de Mendoza, las cuales cuentan hoy en día con yacimientos hidrocarbúferos activos e instalaciones acordadas para la explotación de un objetivo *shale*.

Al realizar la sección estratigráfica en la localidad de El Portón, pudieron observarse abundantes capas de tobas de pocos centímetros de espesor (ver anexo B). Las capas de tobas tienen un contraste reológico muy importante con las pelitas/margas, por lo que las fracturas hidráulicas que viajan por el *shale*, llegan a la capa de tobas y tienen dificultades para atravesarla. Esto se traduce en una posterior interferencia en el drenado del hidrocarburo a través de las fracturas (*com. pers.* Alberto Ortiz, YPF).

Es posible, por estas razones, que dependiendo de la extensión areal, repetitividad y espesor de estos niveles tobáceos, los mismos puedan significar un inconveniente a evaluar a la hora de diseñar las perforaciones y las estimulaciones hidráulicas posteriores.

Es importante a futuro, expandir los análisis realizados en este trabajo hacia otras zonas dentro de la región de la cuenca en la que el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio se encuentra en ventana de generación de petróleo. Evaluar sus características geoquímicas, petrofísicas y mineralógicas en distintos pozos y afloramientos, de manera de delimitar posibles áreas para la recuperación económica del hidrocarburo no convencional.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional de Río Negro por haber ofrecido el marco académico para la realización del proyecto.

A Maisa Tunik, por la oportunidad de llevar a cabo el presente trabajo, por la ayuda y el asesoramiento brindados durante los labores de campo, de laboratorio y durante las etapas de recopilación de información y redacción del escrito final.

A *Shell Oil Company* por haber acercado a la universidad el proyecto dentro del cual se enmarca el presente trabajo de tesis. Por haber financiado los análisis de laboratorio en Utah y las campañas necesarias para las tareas de campo.

Al *Energy & Geoscience Institute* y a la Universidad de Utah por haber llevado a cabo los análisis químicos y mineralógicos de las muestras recolectadas en el campo. En particular a David Thul y Shawn Moore por la cooperación y comunicación en el intercambio de la información y los resultados.

A la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén y en particular a Adolfo Giusiano, por haber colaborado con el suministro de información de pozos hidrocarburíferos de suma importancia para el estudio.

A Julieta Omarini por haber filtrado y organizado la información de pozos mencionada anteriormente.

A Maisa Tunik, Rodrigo Suárez, Patricio Andrade, Martín Parada, David Thul y Steve Brennan por la colaboración prestada durante las tareas de campo.

A la Dra. María Beatriz Aguirre Urreta por llevar a cabo la identificación de los especímenes de amonites encontrados en el campo.

A Sabina Chiacchiera, Juan Isón y Rodrigo Suárez por la colaboración y asistencia brindadas durante la realización de las secciones en lámina delgada.

A Martín Arce por la realización del análisis de EDS en el microscopio electrónico.

A Aldo Montagna, Diego Licitra y Marcelo Barrionuevo por los consejos y las recomendaciones de gran utilidad.

Listado bibliográfico

- Aguirre Urreta, M.B., Amaro Mourgues, F., Rawson, P.F., Bulot, L.G. y Jaillard, E. 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42: 143-173.
- Aguirre Urreta, M.B., Concheyro, A., Lorenzo, M., Ottone, E.G. y Rawson, P.F. 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoecology and Palaeoclimatology* 150: 33-47.
- Aguirre Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M. y Litvak, V.D. 2008a. First U-Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 91-99.
- Aguirre Urreta, M.B., Price, G.D., Ruffell, A.H., Lazo, D.G., Kalin, R.M., Ogle, N. y Rawson, P.F. 2008b. Southern Hemisphere Early Cretaceous (Valanginian-Early Barremian) carbon and oxygen isotope curves from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 29: 87-99.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine* 134: 449-458.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1999. The Early Cretaceous (Valanginian) ammonite *Chacantuceras* gen. nov., a link between the Neuquén and Austral basins, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 354-364, Buenos Aires.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 2003. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian genus *Holcoptychites*. *Cretaceous Research* 24 (5): 589-613.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson P.F. 2010. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the neocomitids of the *Pseudofavrella angulatiformis* Zone (Upper Valanginian). *Cretaceous Research* 31: 321-343.
- Aguirre Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.B. y Ottone, E.G. 2005. Lower Cretaceous biostratigraphy of the Neuquén Basin. 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: 57-81, Londres.

- Aguirre Urreta, M.B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. y Ramos, V.A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research* 19 (2): 482-494.
- Andreis, R.R., Iñíguez Rodríguez, A.M., Lluch, J.J. y Sabio, D.A. 1974. Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del lago Pellegrini (provincia de Río Negro, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (1): 85-104, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. 2011. Contexto tectosedimentario. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 29-36, Neuquén.
- Askenazi, A., Biscayart, P., Cáneva, M., Montenegro, S. y Moreno, M. 2013. Analogía entre la Formación Vaca Muerta y Shale Gas/Oil Plays de EEUU. *Society of Petroleum Engineers*, 20 p.
- Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., O., Sato, A.M. y Cingolani, C. 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche region, Río Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, *Anales SEGEMAR* 34: 15-18, Carlos Paz.
- Braccacini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 275-282.
- Brisson, I. 2015. Sistemas Petroleros de la cuenca Neuquina. En Ponce, J.J., Montagna, A.O. y Carmona, N. (eds.) *Geología de la Cuenca Neuquina y sus Sistemas Petroleros*, Fundación YPF: 22-35, Buenos Aires.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G. y Aceñolaza, F.G. 2002. Trazas fósiles: Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. *Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Edición Especial*, 2 p.
- Carbone, O., Franzese J., Limeres M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 63-76, Neuquén.
- Casadío, S. y Montagna, A.O. 2015. Estratigrafía de la cuenca Neuquina. En Ponce, J.J., Montagna, A.O. y Carmona, N. (eds.) *Geología de la Cuenca Neuquina y sus Sistemas Petroleros*, Fundación YPF: 8-21, Buenos Aires.

- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.X. 2016. The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.
- Cristallini, E.O., Martínez J.M., Sanchez, E., Periale Gómez, S. y Loncarich, A. 2005. Evaluación estructural del bloque Bandurria (Provincia del Neuquén, Argentina). YPF (inédito), 73 p., Buenos Aires.
- Cruz, C.E., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas – CD ROM, 20 p., Mar del Plata.
- Cruz, C., Kozłowski, E. y Villar, H. 1998. Agrio (Neocomian) petroleum systems. Main target in the Neuquén Basin thrust belt. Argentina. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, IAPG, I: 891-892.
- Cruz, C.E., Villar, H.J. y Muñoz, N. 1996. Los sistemas petroleros del Grupo Mendoza en la Fosa de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 45-60, Buenos Aires.
- de Ferrarís, C. 1947. Edad del arco o dorsal Antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 2 (3): 256-283, Buenos Aires.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. y Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507, Buenos Aires.
- Demaison, G.J., Hoick, A.J.J., Jones, R.W. y Moore, G.T. 1983. Predictive source bed stratigraphy, a guide to regional petroleum occurrence: Proceedings of the 11th World Petroleum Congress, 2: 17-29, Londres.
- Dickson, J.A. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. Nature 205, 587 p.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. República Argentina: 439-506, Córdoba.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En Turner, J.C.M. (ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 985-1032, Córdoba.

- Dunham, R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. En Hamm, W.E. (ed.) Classification of Carbonate Rocks, A Symposium. American Association of Petroleum Geologists: 108-121.
- Durand, B. 1980. Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. En Durand, B. (ed.) Kerogen, Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks. Éditions Technip: 13-34, Paris
- Ehrenberg, K. 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den Sein erzeit aus dem Miozaen von Burgschleinitz Beschriebenen Gangkernen und Buuten dekapoder Krebse, Paläontol. Ztschr., vol. 23, nos. 3-4: 345-359.
- EIA. 2015. Technically Recoverable Shale Oil and Gas Resources: Argentina. U.S. Energy Information Administration, 37 p.
- Embry, A.F. y Klován, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin 19: 730-781.
- Espitalié, J., Madec, M., Tissot, B., Mennig, J.J. y Leplat, P. 1977. Source Rock Characterization Method for Petroleum Exploration. 9th Offshore Technology Conference, Houston.
- Fisher, R.V. 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. Amer. J. Sci. 264, 287-298.
- Folk, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Journal of Geology 62 (4): 344-359.
- 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.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica de Chile 22 (2): 193-202, Santiago.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences 14: 257-270.

- Freije, H., Azúa, G., González, R., Ponce, J. y Zavala, C. 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas en CD ROM, 17 p., Mar del Plata.
- García Morabito, E., Goetze, H.J., Ramos, V.A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°00'S latitude. *Tectonophysics*, 499: 1-21.
- Garrido, M., Barra, F., Domínguez, E., Ruiz, J. y Valencia, V. 2008. Late Carboniferous porphyry copper mineralization at La Voluntad, Neuquén, Argentina: Constraints from Re–Os molybdenite dating. *Mineralium Deposita* 43: 591-597.
- 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, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino 3: 573-592, San Luis.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1988. Depósitos eólicos del Miembro Avilé (Formación Agrio, Cretácico inferior) en el norte de Neuquén, Argentina. *Segunda Reunión de Sedimentología*. Actas: 120-124, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E*, 2: 1-111, Buenos Aires.
- Gutiérrez Schmidt, N., Alonso, J.C., Giusiano, A., Lauri, C. y Sales, S. 2014. El shale de la Formación Vaca Muerta: integración de datos y estimación de recursos de petróleo y gas asociado, provincia de Neuquén. *Actas del IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*: 795-813, Mendoza.
- Harwood, R. J. 1982. Oil and gas generation by laboratory pyrolysis of kerogen. En Cluff, R.M. y Barrows, M.H. (eds.) *Hydrocarbon Generation and source rock evaluation (Origin of Petroleum III)*. The American Association of Petroleum Geologists Reprint Series No. 24: 78-98.
- Hechem, J., Wavrek, D., Fernández, M., Pángaro F. y Verzi, H. 2003. Gas systems in the central Region of Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Annual Meeting*, Salt Lake City, Utah.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén Extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 266: 245-280.
- Holditch, S. 2003. The Increasing Role of Unconventional Reservoirs in the Future of the Oil and Gas Business. *Journal of Petroleum Technology*, November: 34-79.

- 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.
- Huenufil Molina, C. y Alonso, M. 2016. Informe anual 2015 de producción de petróleo y gas de reservorios no convencionales de Neuquén. Petrotecnia, Junio: 26-44, Buenos Aires.
- Iglesias, J.A. 1987. Consideraciones geológico-mineras de la Formación Tordillo. Boletín Informaciones Petroleras: 16-25, Buenos Aires.
- James, N.P. 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. En Walker, R.G. (ed) Facies Models: Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1: 213-228.
- Jarvie, D.M. 2012. Shale resource systems for oil and gas: Part 2—Shale-oil resource systems. En Breyer, J.A. (ed.) Shale reservoirs - Giant resources for the 21st century: AAPG Memoir 97: 89-119.
- Jarvie, D.M., Hill, R.J., Ruble, T.E. y Pollastro, R.M. 2007. Unconventional shale gas systems: The Mississippian Barnett Shale of north-central Texas as one model for thermogenic shale gas assessment. En Hill, R.J. y Jarvie, D.M. (eds.) AAPG Bulletin Special Issue: Barnett Shale 90 (4): 475-499.
- Kay, S.M. 1993. Late Paleozoic tectonics in Southern South America: a global perspective. Douzième Congrès International de la stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus 1: 109-122, Buenos Aires.
- Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. 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). Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17 (4): 324-328.

- Lanusse, I., Garcia, D., Di Benedetto, M., Bottesi, G. 2012. Vaca Muerta Formation: From World Class Source Rock to World Class Shale Play. American Association of Petroleum Geologists. International Conference, 2p., Buenos Aires.
- Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodríguez, D.L. y Aguirre Urreta, M.B. 2005. Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society Special Publication 252: 295-315, Londres.
- Leanza, A.F. y Leanza, H.A. 1973. *Pseudofavrella* gen. nov. (Ammonitina) del Hauteriviano de Neuquén, sus diferencias con *Favrella* R. Douvillé, 1909, del Aptiano de Patagonia austral y una comparación entre el Geosinclinal Andino y el Geosinclinal Magallánico. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 50 (1-4): 127-145, Córdoba.
- 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, Buenos Aires.
- 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. 2005. Las principales discordancias del Jurásico Superior y el Cretácico de la cuenca Neuquina. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Tomo 57: 147-155. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969-III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 218, 135 p., Buenos Aires.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 2001. Hoja Geológica 3969-I - Zapala, provincia del Neuquén, Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 275, 128 p., Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Repol, D., Fauqué, L.E. y Zanettini, J.C.M. 2006. Hoja Geológica 3769-31, Chorriaca, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. SEGEMAR. Boletín 354, 95 p., Buenos Aires.

- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (triásico superior-terciario inferior). En Chebli, G. A. y Spalletti, L. (eds.) Cuencas sedimentarias argentinas, Simposio de Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlaciones Geológicas, N° 6: 221-243, Tucumán.
- Legarreta, L., Laffitte, G.A. y Minitti, S. 1999. Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en las series jurásico-cretácico del depocentro periandino. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.
- Legarreta, L., Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 2000. Source rocks, thermal evolution and distribution of different hydrocarbon types in the Neuquén Basin, Argentina. En Trindade, L.A.F., Macedo A.C. y Barbanti, S.M. (eds.) Proceedings Seventh Latinamerican Congress on Organic Geochemistry: 47-49, Foz do Iguacu.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. En Macdonald, D.I. (ed.) Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins. IAS Special Publications 12: 429-450. Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 399-416. Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Villar, H.J. 2011. Geological and Geochemical Keys of the Potential Shale Resources, Argentina Basins. Search and Discovery Article #80196.
- Legarreta, L. y Villar, H.J. 2012. Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. Petrotecnia, Agosto: 14-39, Buenos Aires.
- Legarreta, L., Villar, H.J., Laffitte, G.A., Cruz, C. y Vergani, G. 2005. Cuenca Neuquina: balance de masa enfocado a la evaluación del potencial exploratorio de los distritos productivos y de las zonas no productivas. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 19 p.
- 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, Buenos Aires.
- Llambías, E y Rapela, C.W. 1988. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4): 224-236, Buenos Aires.
- Llambías, E. y Sato, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29-31° S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17 (1): 89-108, Santiago.
- Llambías, E. y Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación geológica Argentina 50 (1-4): 111-131, Buenos Aires.
- 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.) Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 335-348, Neuquén.
- Lundgren, B. 1891. Studier öfver fossilförande lösa block. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 13 (2): 111-121.
- Magoon, L. y Dow, W. 1994. The petroleum system. En Magoon, L. y Dow, W. (eds.) The Petroleum System-From Source to Trap. AAPG Memoir 60: 3-24.
- Marchese, H.G. y Blocki, R.R. 1981. Yacimiento de hidrocarburos no convencional en rocas volcánicas del Grupo Choiyoi y sus reservorios asociados (25 de Mayo – Medanito S.E.), La Pampa – Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34: 148-159, Buenos Aires.
- Mareto, H. y Pángaro, F. 2005. Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: Actividad tectónica durante la depositación de la Formación Quintuco. 6° Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 225-237, Mar del Plata.
- Mosquera, A. 2008. Mecánica de deformación de la Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires (Inédita), 270 p., Buenos Aires.
- Mosquera, A., Alonso, J., Zabala, C., Boll, A., Villar, H.J., Arcuri, M. y Alarcón, M. 2009. Modelo de migración compuesto para los hidrocarburos del sistema petrolero Molles en el ámbito de la plataforma neuquina, descubrimientos y potencial exploratorio. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 491-526.

- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Basin. 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: 97-124.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 481-497, Buenos Aires.
- Murray, G. y Blackman, V.H. 1898. On the nature of the Coccospheres and Rhabdospheres. Philosophical Transactions of the Royal Society of London (B), 190 (1): 427-441.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth Science Reviews 76: 235-257.
- Peters, K.E. 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pirólisis. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 70: 318-329.
- Peters, K.E. y Cassa, M.R. 1994. Applied Source Rock Geochemistry. En Magoon, L.B. y Dow, W.G. (eds.). The Petroleum System-From Source to Trap. AAPG Memoir 60: 93-120.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En Rolleri, E.O. (ed.) Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén, 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio: 9-24. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Boletín Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 1-103.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 2: 311-325.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes 22 (3): 183-190.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift? Journal of South American Earth Sciences 26 (3): 235-251.
- Ramos, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present settings as a key for the Mesozoic regimes. Geological Journal 45: 2-25.
- Ramos, V.A., García Morabito, E., Hervé, F. y Fanning, C.M. 2010. Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constrains from U-Pb/SHRIMP ages from detrital zircons. International Geological Congress on the Southern Hemisphere (GEOSUR 2010), Bollettino de Geofisica 51(Supplement): 42-44.

- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. 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*. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2010. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- 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., 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.) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 335-348, Neuquén.
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Martínez Dopico, F., Lince Klinger, F., Giménez, M. y Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geológica Actas* 8 (4): 349-371.
- Rawson, P.F. y Aguirre Urreta, M.B. 2012. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian genus *Spitidiscus*. *Cretaceous Research* 33: 97-105.
- Rodríguez, M.F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío – Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 245-264, Neuquén.
- Rodríguez Schelotto, M., Orchuela, I., Baliña, M., Blanco Ibáñez, S., Ferraresi, P., Ambrosi, E. y Carozzi, A. 1981. Medios depositacionales y microfacies de la Formación Quintuco (Berriasiano-Valanginiano) en el Yacimiento Loma La Lata, provincia de Neuquén. VIII Congreso Geológico Argentino. *Actas*, 2, 503-582.
- Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Giménez, M., Martínez, P., Ruíz, F., Bottesi, G. y Ramos, V.A. 2011. La fosa de Loncopué en el piedemonte de la cordillera Neuquina. En Leanza,

- H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 375-383, Neuquén.
- Sagasti, G. 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.): The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society Special Publication 252: 231-250, Londres.
- Sales, T., Giusiano, A., Gutiérrez Schmidt, N., Alonso, J. C. y Muñoz, O. 2014a. Controles estratigráficos sobre propiedades de la roca en los shales de la Formación Vaca Muerta, cuenca Neuquina, provincia de Neuquén. Actas del IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 427-446, Mendoza.
- Sales, T., Giusiano, A. y Tunik, M. 2014b. Análisis preliminar del potencial como shale oil que presenta la Formación Los Molles (miembro pelítico inferior) en el depocentro barda colorada este, zona de la dorsal de Huincul, cuenca Neuquina. Actas del IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 203-210, Mendoza.
- Sandvik, E.I., Young, W.A. y Curry, D.J. 1992. Expulsion from hydrocarbon sources: The role of organic absorption, *Advances in Organic Geochemistry: Organic Geochemistry* 19 (1-3): 77-87.
- Schwarz, E. y Howell, J. 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.): The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society Special Publication 252: 109-138, Londres.
- Schwartz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico temprano) en la cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 131-144, Neuquén.
- Sigismondi, M.E. 2013. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita), 380 p., Buenos Aires.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia Oblicua: Modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) – Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 49-64, Buenos Aires.

- Slatt, R.M. 2011. Important Geological Properties of Unconventional Resource Shales. Central European Journal of Geosciences 3: 435-448.
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Pirrie, D., Matheos, S. y Doyle, P. 2001b. Respuesta sedimentológica a cambios de nivel de base en una secuencia mixta clástica – carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. Revista de la Sociedad Geológica de España 14: 57-74.
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Schwarz, E. y Veiga, G.D. 2001a. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14: 609-624.
- Spalletti, L.A., Schwarz, E., Veiga, G.D. y Fanning, C.M. 2014. Primer dato de edad U-Pb SHRIMP para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Hauteriviano), cuenca Neuquina. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Actas en CD-ROM, T1–50, 2p.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D. y Schwarz, E. 2011. La Formación Agrio (Cretácico temprano) en la cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 145-160, Neuquén.
- Steinmann, G. 1910. Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Sudamerikas. Geologische Rundschau 1: 13-35.
- Stinco, L. y Barredo, S. 2014a. Características geológicas y recursos asociados con los reservorios no convencionales del tipo *shale* de las cuencas productivas de la Argentina. Petrotecnia, Octubre: 44-66, Buenos Aires.
- Stinco, L. y Barredo, S. 2014b. Vaca Muerta Formation: an Example of Shale Heterogeneities Controlling Hydrocarbon's Accumulations. Unconventional Resources Technology Conference, 15 p., Denver.
- Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (4): 403-478, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24: 367-388, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulés 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.

- Suárez, M., De La Cruz, R., Fanning, M. y Etchart, H. 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian Magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: First U-Pb shrimp dates and tectonic implications. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 906-907.
- Suárez, R.J. 2016. Metamorfismo de soterramiento en la cuenca Neuquina e implicancias en la maduración térmica de los hidrocarburos. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Negro (Inédita), 73 p., General Roca.
- Tissot, B.P., Califet-Debyser, Y., Deroo, G. y Oudin, J.L. 1971. Origin and evolution of hydrocarbons in early Toarcian shales, Paris Basin, France. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 55: 2177-2193.
- Tissot, B.P., Durand, B. Espitalié, J. y Combaz, A. 1974. Influence of Nature Diagenesis of Organic Matter in Formation of Petroleum. AAPG Bulletin 58, no. 3: 499-506.
- Tissot, B.P. y Welte, D. 1984. Petroleum formation and occurrence. New York, Springer-Verlag 699 p.
- Tunik, M.A., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics. Tectonophysics 489(1-4): 258-273.
- Tunik, M.A., Pazos, P.J., Impiccini, A., Lazo, D.G. y Aguirre Urreta, M.B. 2009. Dolomitized tidal cycles in the Agua de la Mula Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 16: 29-43.
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (2): 153-184, Buenos Aires.
- Tyson, R., Esherwood, P. y Pattison, K. 2005. Organic facies variations in Valanginian-mid Hauterivian interval of the Agrio Formation (Chos Malal area, Neuquén, Argentina): local significance and global context. The Neuquén Basin, Argentina. Geological Society of London, Special Publications. 252: 251-266.
- 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.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A. 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 151-176, Buenos Aires.

- Uliana, M.A. y Legarreta, L. 1993. Hdrocarbons hábitat in a triassic-to-cretaceous sub-andean setting: Neuquén basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16 (4): 397-420.
- Veiga, R. y Rossi, G. 1992. Análisis sedimentológico del Miembro Troncoso inferior (Formación Huitrín) en el ámbito de la Sierra de Reyes. Malargüe, Mendoza. IV Reunión Argentina de Sedimentología. 1, 71-78, Buenos Aires.
- Vergani, G.D., Arregui, C. y Carbone, O. 2011. Sistemas petroleros y tipos de entrapamientos en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 645-656, Neuquén.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic Evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir* 62: 383-402.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 221-250, Buenos Aires.
- Villar, H.J., Laffitte, G.A. y Legarreta, L. 1998. The source rocks of the Mesozoic Petroleum Systems of Argentina: a comparative overview on their geochemistry, paleoenvironments and hydrocarbon generation patterns. *International Congress and Exhibition of the American Association of Petroleum Geologists and The Brazilian Association of Petroleum geologists, Abstracts*: 186- 187, Rio de Janeiro.
- Villar, H.J., Laffitte, G.A., Legarreta, L., Haring, C. y Varade, R. 2008. Las facies orgánicas no marinas de la Cuenca Neuquina: Su caracterización a partir de registros geoquímicos de pelitas querogénicas y petróleos. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Argentina.
- Villar, H.J., Legarreta, L., Cruz, C., Laffitte, G. y Vergani, G.D. 2006. Los cinco sistemas petroleros en el sector sudeste de la Cuenca Neuquina: Definición geoquímica y comparación a lo largo de una transecta de 150 Km. *Boletín de Informaciones Petroleras, Cuarta época* 3: 50-66.
- von Gosen, W. 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implication for a Patagonian plate. *Tectonics* 22 (1), 1005, doi:10.1029/2001ITC901039.
- Wavrek, D., Quick, J., Collister, J., Dahdah, N., Laffitte, G. y del Vo, S. 1994. Neuquén Basin. An integrated geochemistry study. ESRI-YPF. ESRI Technical report 94-08-422.

- Weaver, C. E. 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science*, 5 (13): 417-434.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington. Memoir 1: 1-469, Seattle.
- Willner, A.P., Massonne, H.-J., Gerdes, A., Hervé, F., Sudo, M. y Thomson, S. 2009. The contrasting evolution of collisional and coastal accretionary systems between the latitudes 30°S and 35°S: evidence for the existence of a Chilenia microplate. 12° Congreso Geológico Chile, Actas electrónicas, 4 p, Santiago.
- Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minería y Mineralogía, Anales 10 (1): 1-60, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera Principal. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional Ciencias: 345-364, Córdoba.
- Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En Turner, J.C.M. (ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694, Córdoba.
- Yuan, X., Asch, G., Bataillek, A. Bock, G., Bohm, M., Echtler, H., Kind, R., Oncken, O. y Wölbern, I. 2006. Deep seismic images of the Southern Andes. 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)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 61 -72.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2011. La Faja Plegada y corrida del Agrio. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 367-374, Neuquén.
- 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.

- Zapata, T., Oliveri, G. y Dzelalija, F. 2001. Development of Fractured Reservoirs of the Mulichinco Formation Using 3D. Structural Modeling: Filo Morado Field Neuquén Basin, Argentina. Informe interno Repsol – YPF, 8 p.
- Zappetini, E. y Dalponte, M. 2009. Lower Jurassic Algoma-type BIF mineralization at Cordillera del Viento, NW Neuquén Argentina. 13° Quadrennial IAGOD Symposium 2010, Proceedings: 278-279, Adelaida.
- Zavala, C., Arcuri, M.J., Di Meglio, M. y Zorzano, A. 2011. Las Capas de San Eduardo: 130 metros de arenas en el Miembro Inferior de la Formación Agrio. Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 215-224. Mar del Plata.
- Zavala, C., Arcuri, M.J., Di Meglio, M. y Zorzano, A. 2014. Hallazgo de calizas arrecifales (Valanginiano tardío) en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Actas en CD-ROM, T1-60, 2 p.
- Zencich, S., Brisson, I., Dzelalija, F., Galarza, A. y Marteau, M. 1999. Sedimentología, Estructura y Geología del Petróleo del Mb. La Tosca, Formación Huitrín, en la Región de Paso Bardas Norte, Cuenca Neuquina, Argentina. IV Hydrocarbon Exploration and Development Congress, Actas II: 825-841.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del Cerro La Premia (Andacollo) Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 10 (2): 127-135, Buenos Aires.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 143: 1-91. Buenos Aires.

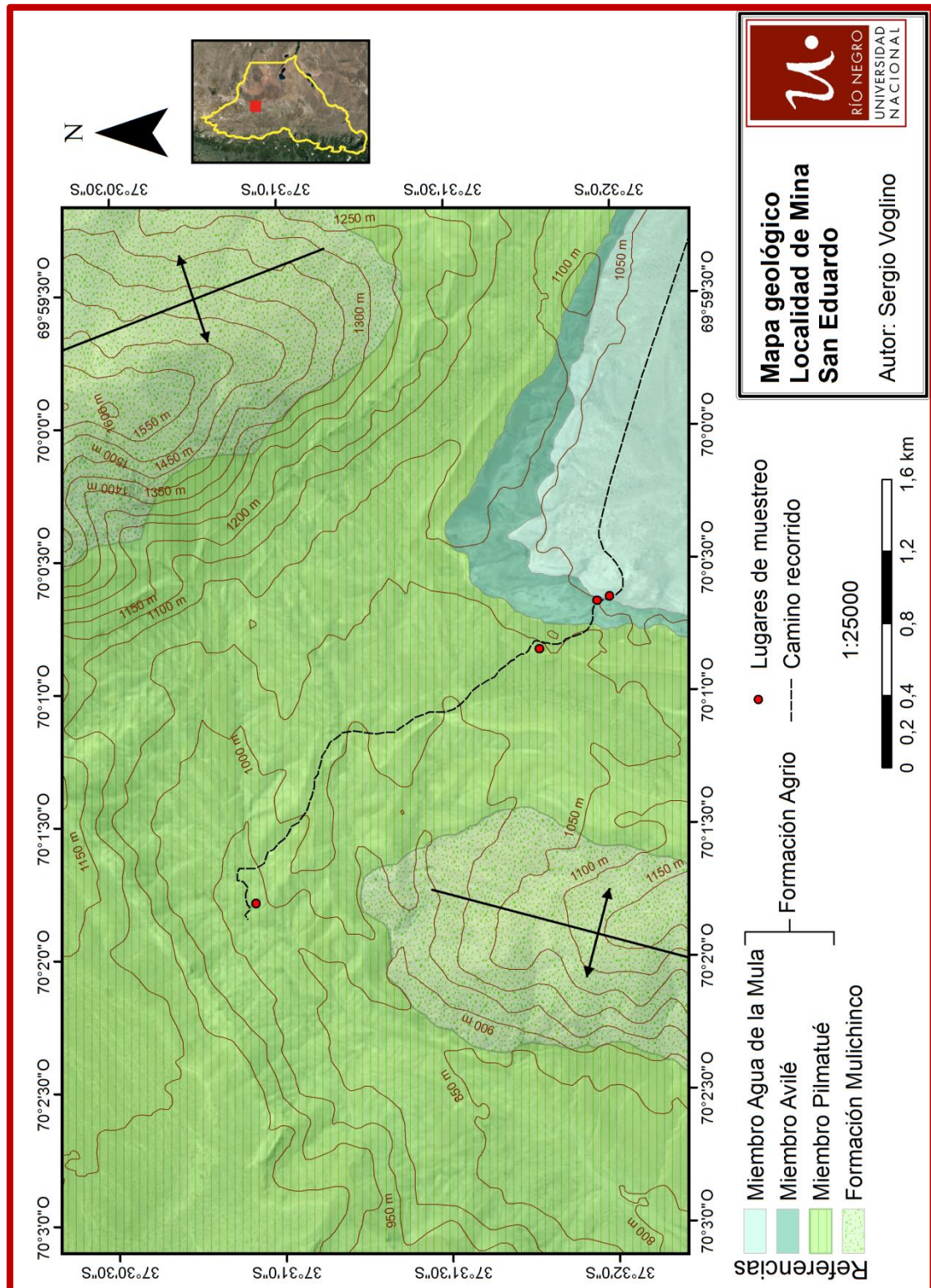
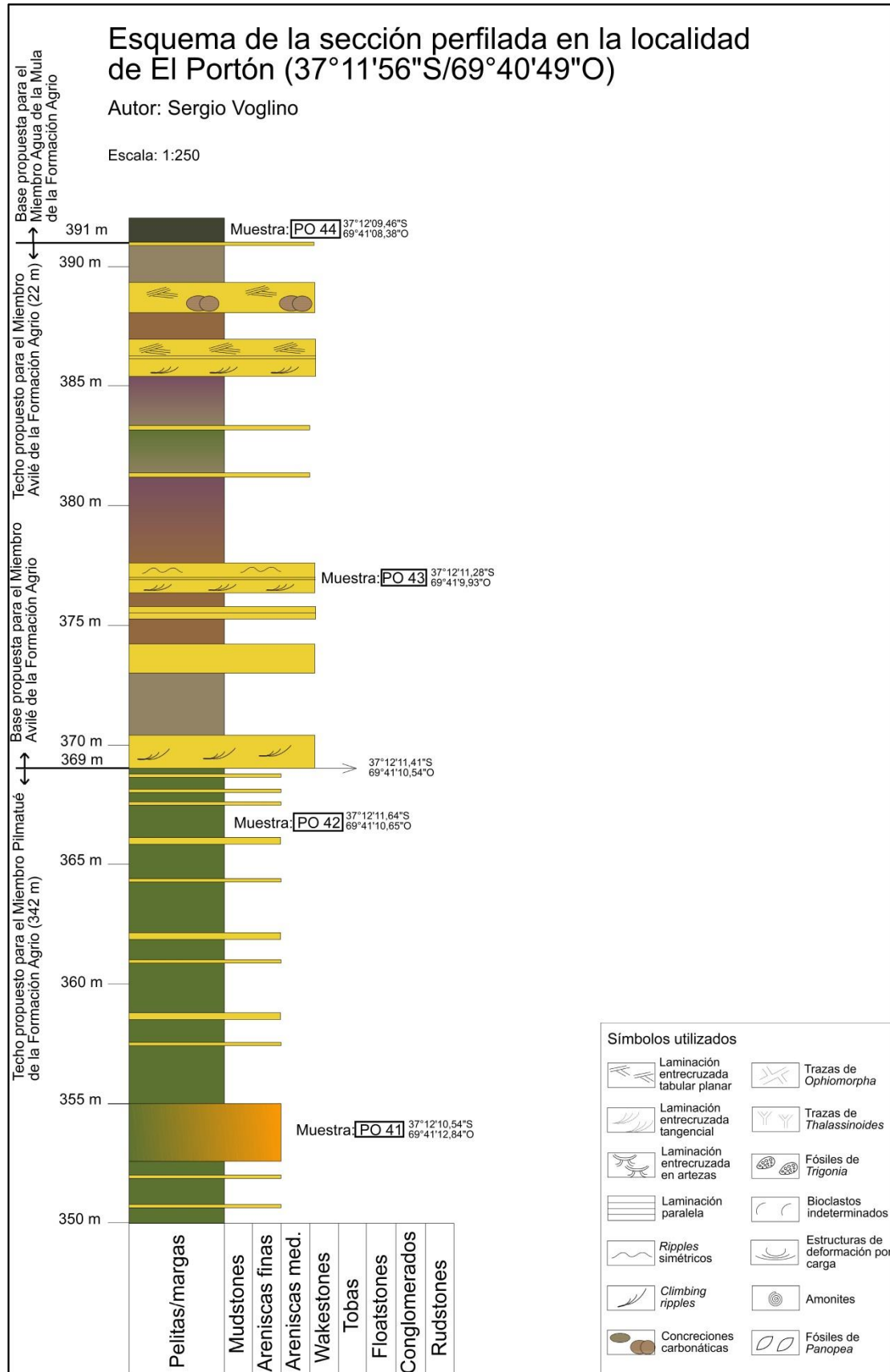
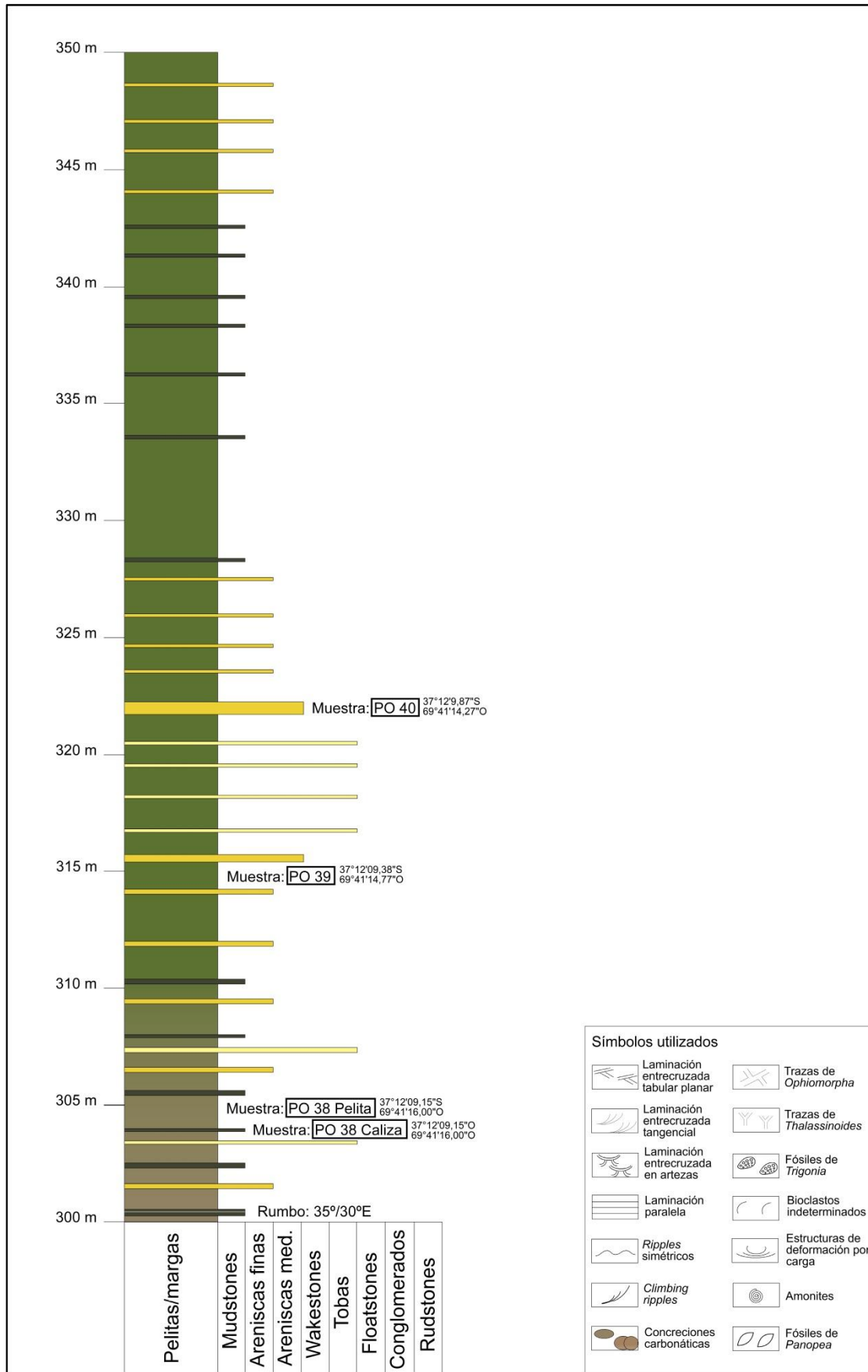
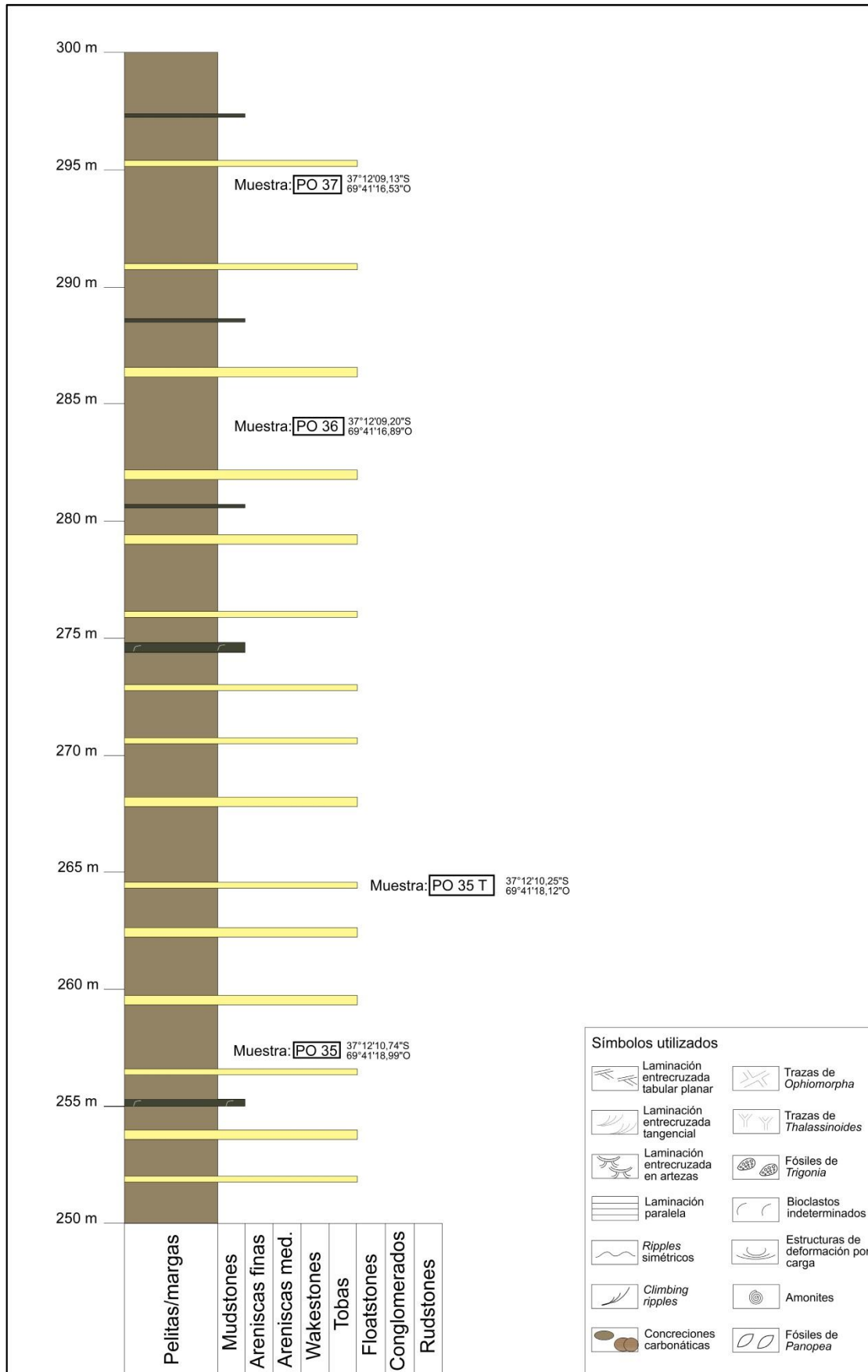


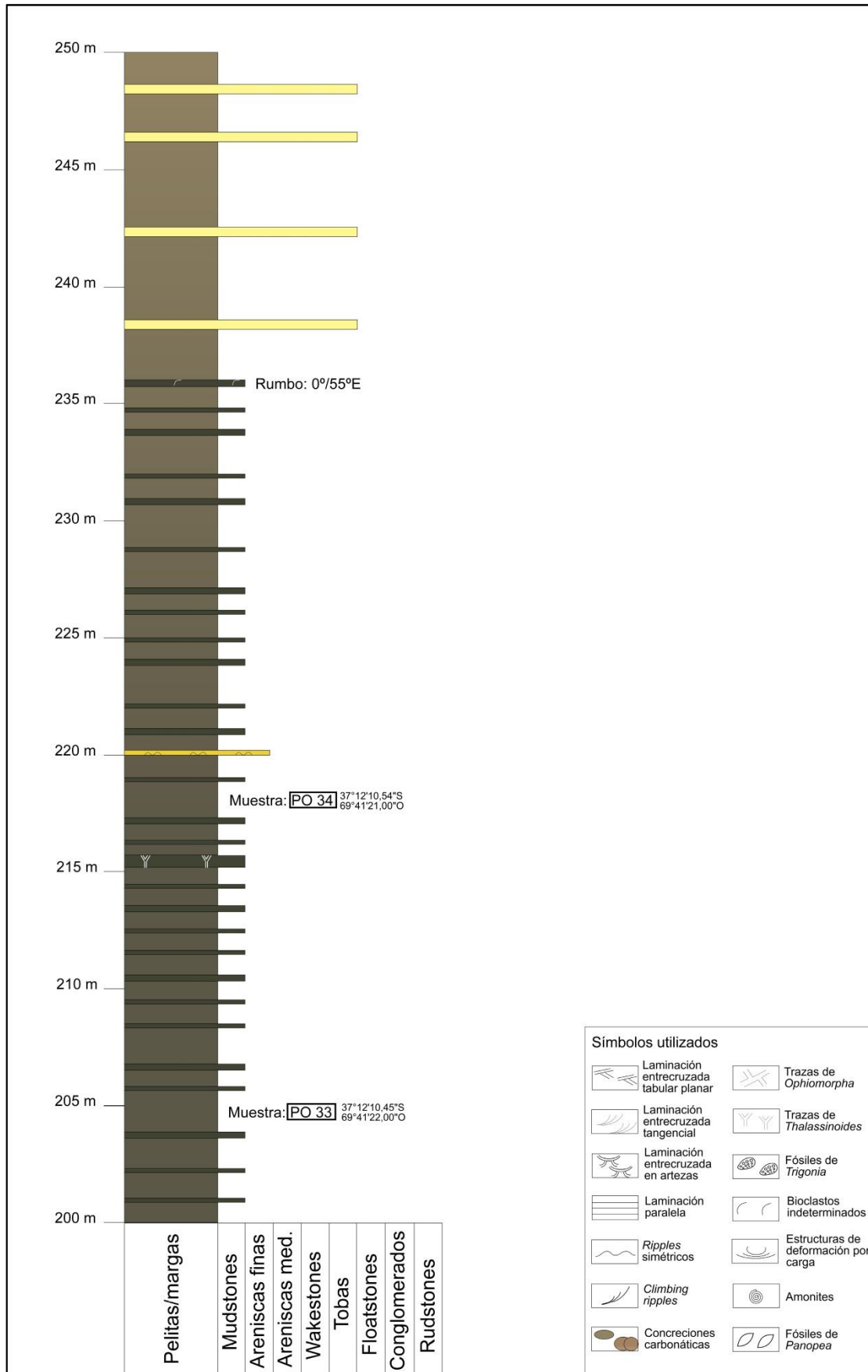
Figura A.2. Mapa geológico de la localidad de Mina San Eduardo.

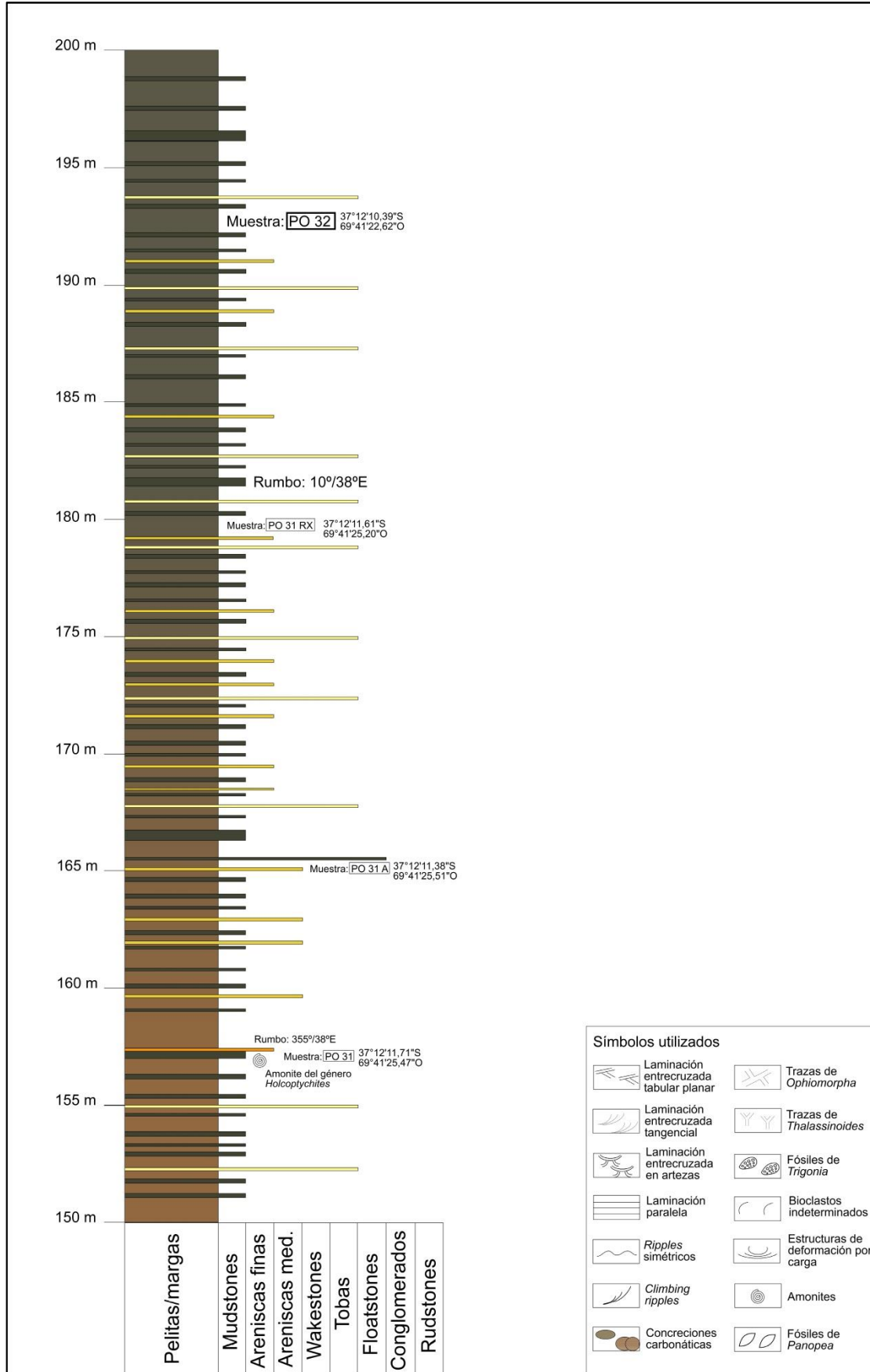
Anexo B. Esquema de la sección perfilada en El Portón

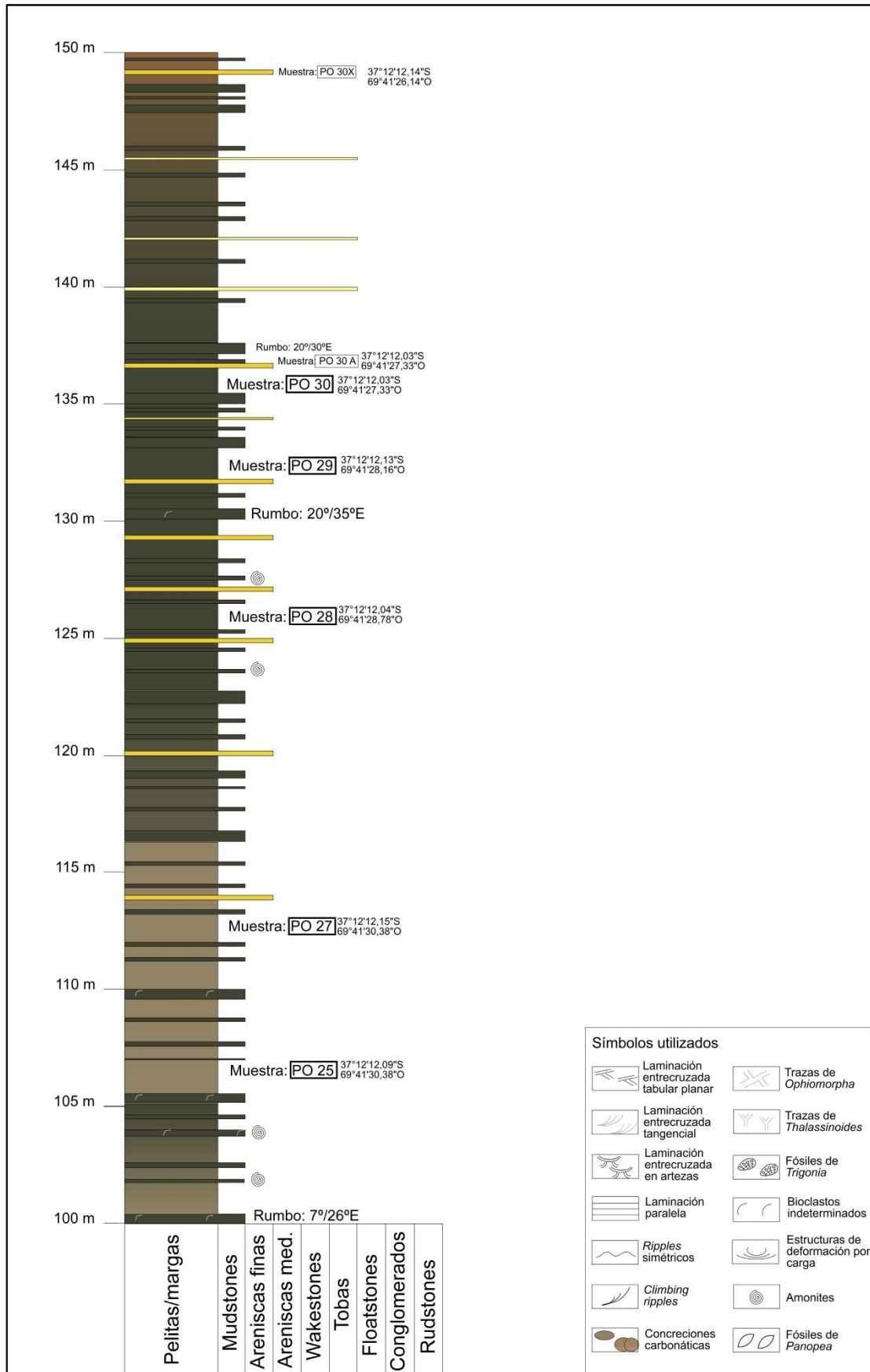


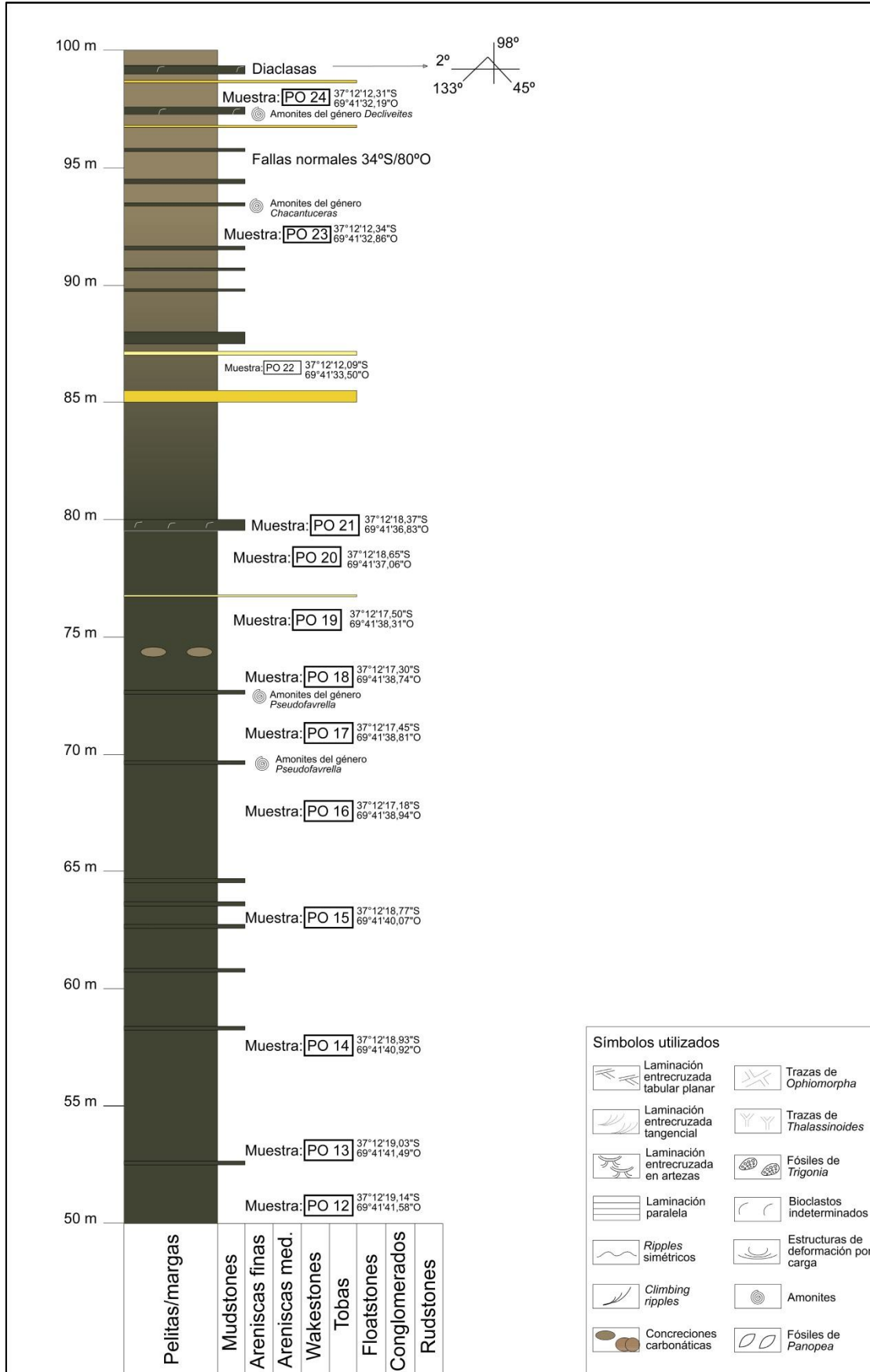


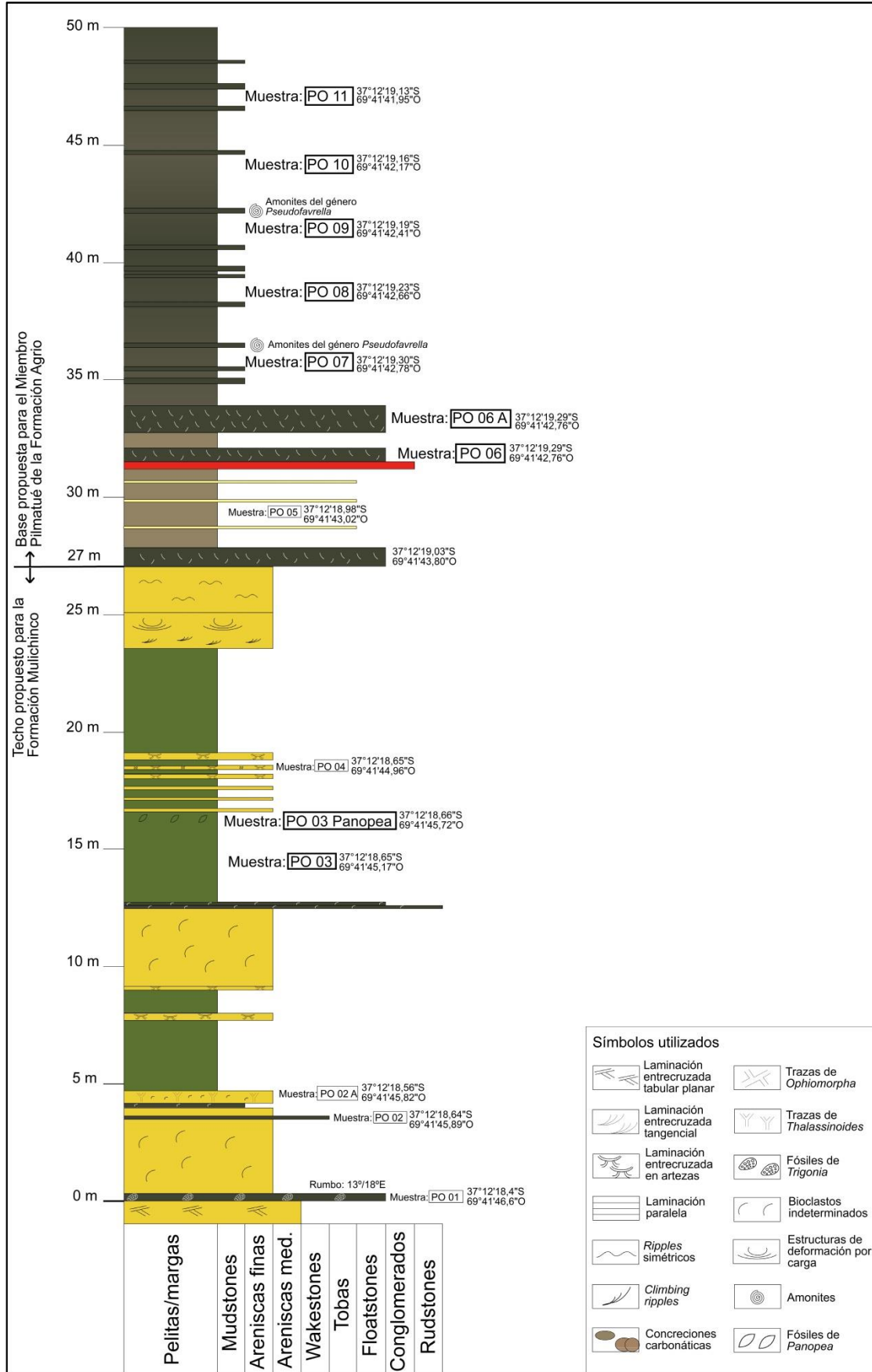












Anexo C. Descripciones de las secciones en lámina delgada

Muestra PO 04 (Formación Mulichinco)

La roca está constituida por granos en un 45% y por material ligante en un 55%. El esqueleto se compone en un 40% por granos de cuarzo euhedrales angulosos a subangulosos con tamaños que varían entre 0,03 y 0,1 mm, principalmente monocristalinos aunque en menor proporción aparecen granos policristalinos. Un 30% de los granos del esqueleto está compuesto por líticos de diversa composición, de origen principalmente sedimentario. Los mismos son subangulosos con tamaños similares a los granos de cuarzo. Un 15% está constituido por cristales de mica, prevaleciendo la biotita y la moscovita, con clorita en menor proporción. Los cristales de mica tienen un tamaño que varía entre 0,05 y 0,2 mm, son tabulares, alargados y orientados preferencialmente subparalelos a la estratificación. Dentro del 15% restante del esqueleto de la muestra, se encuentran por un lado, cristales de feldespato potásico y plagioclasa, con tamaños similares a los cristales de cuarzo y por otro lado cristales opacos con tamaños entre 0,005 a 0,1 mm.

El material ligante está compuesto en proporciones similares por cristales anhedrales e intersticiales de calcita, calcita ferrosa y dolomita.

La roca es matriz sostén aunque con un denso empaquetamiento. Es inmadura texturalmente, presentando una pobre selección en los tamaños de los cristales y presencia de cristales poco resistentes a la erosión.

Durante la realización de la sección en lámina delgada, pudo observarse laminación planar hacia el piso del estrato, seguida por laminación entrecruzada tangencial y dendritas de manganeso hacia el techo de la muestra.

La roca es una arenisca de grano muy fino a fino y se la clasifica según Folk (1954) como una litoarenita.

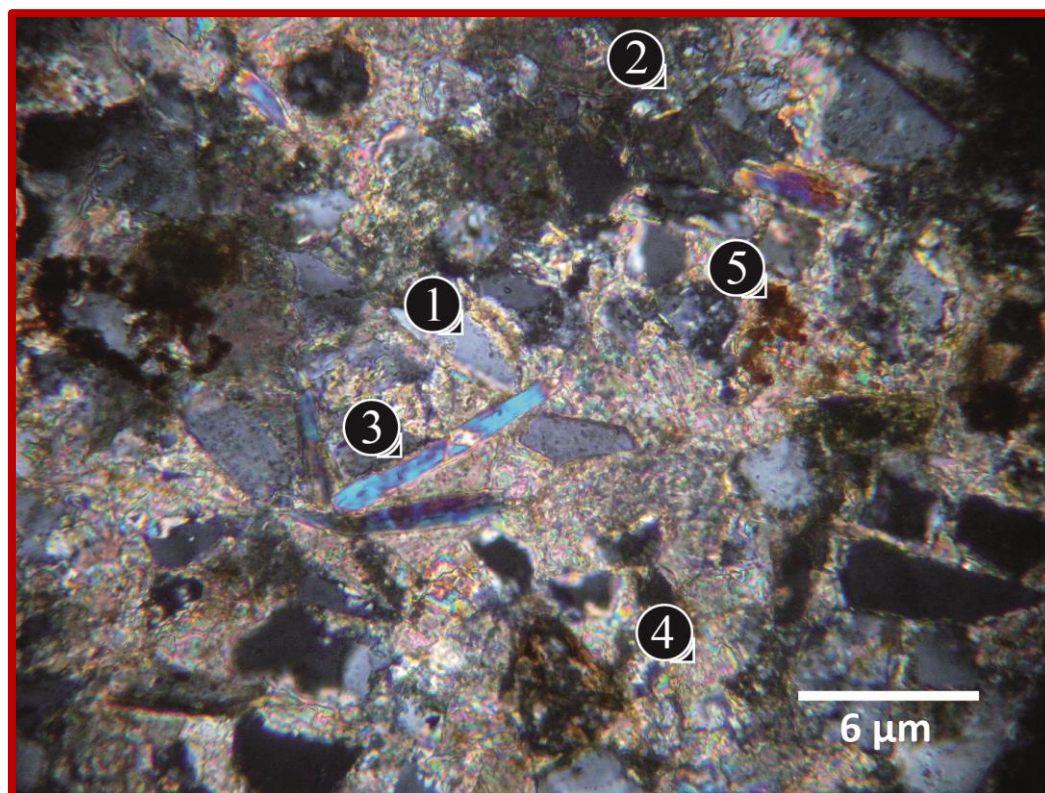


Figura C.1. Muestra PO 04. **1.** Cristal de cuarzo monocristalino. **2.** Fragmento lítico. **3.** Cristal de moscovita. **4.** Material ligante calcítico. **5.** Cristales de dolomita.

Muestra PO 06 A (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio)

La roca está constituida en un 70% por matriz y en un 30% por granos. El esqueleto está conformado por bioclastos en un 40%, cristales en un 25%, fragmentos líticos en un 20% y ooides en un 15%. Los bioclastos son en su mayoría valvas desarticuladas, que varían entre 0,25 y 6 mm de largo. Se observan tanto con su textura carbonática fibrosa original, como reemplazadas por calcita cristalina y cuarzo. En menor proporción se observan placas y espinas de equinodermos. Las placas de equinodermo pueden llegar a tener hasta 4 mm de largo y 0,75 mm de ancho, mientras que las espinas son más pequeñas y tienen diámetros de 0,25 mm. Los cristales son en su mayoría de cuarzo, aunque también se presentan cristales de feldespato y opacos en menor proporción. Tanto los cristales como los líticos tienen tamaños que varían entre 0,05 y 0,25 mm, a

excepción de algunos minerales opacos que tienen tamaños entre 0,01 y 0,05 mm. Los cristales y los líticos son angulosos a subangulosos y se observan fragmentados, en muchos casos alterados por componentes de la matriz. Los ooides se encuentran dispersos dentro de la muestra, son concéntricos, redondeados a ovalados y tienen como núcleo cristales de cuarzo, calcita y granos de cuarzo policristalino. Sus diámetros varían entre 0,15 y 0,25 mm.

El barro micrítico que conforma la matriz de la roca se encuentra constituido por calcita ferrosa. El cemento es principalmente carbonático, aunque se observan parches de yeso cementando sectores aislados de la muestra.

De acuerdo a la composición de la matriz y a la proporción y tamaño de los bioclastos, la roca se clasifica según Embrie y Klovan (1971) y James (1984) como un *floatstone*.

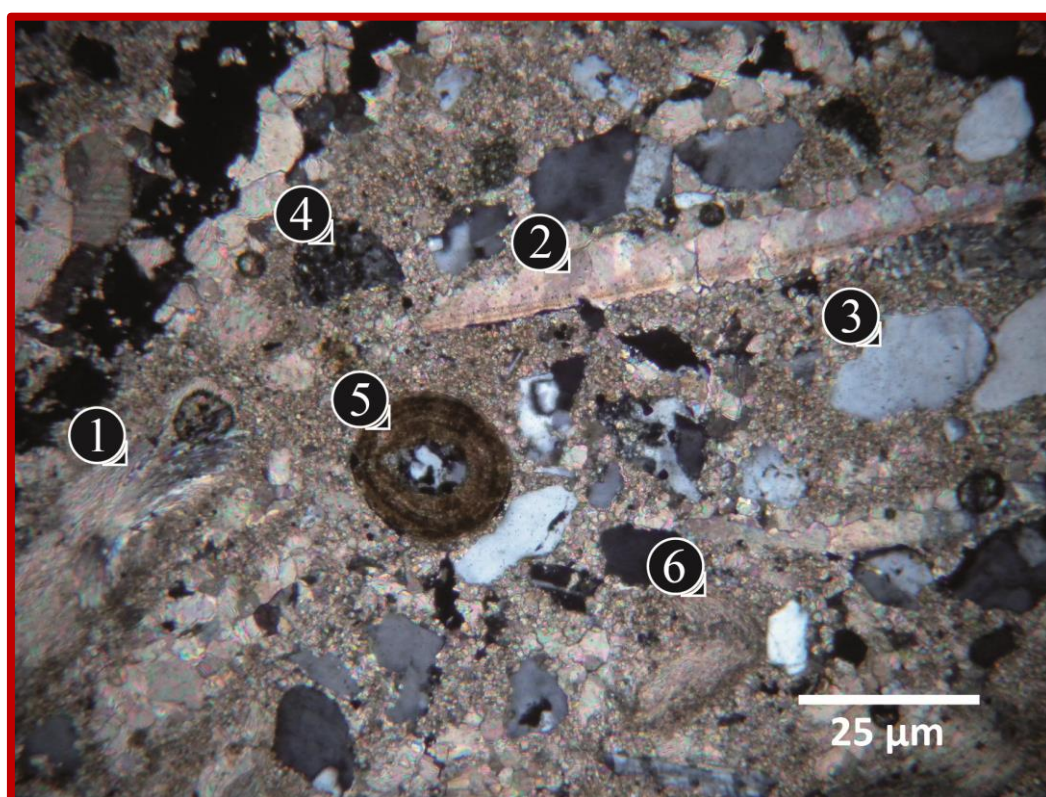


Figura C.2. Muestra PO 06 A. 1. Valva con textura fibrosa. 2. Valva con textura cristalina. 3. Cristal de cuarzo. 4. Fragmento lítico. 5. Ooide concéntrico. 6. Matriz micrítica de calcita ferrosa.

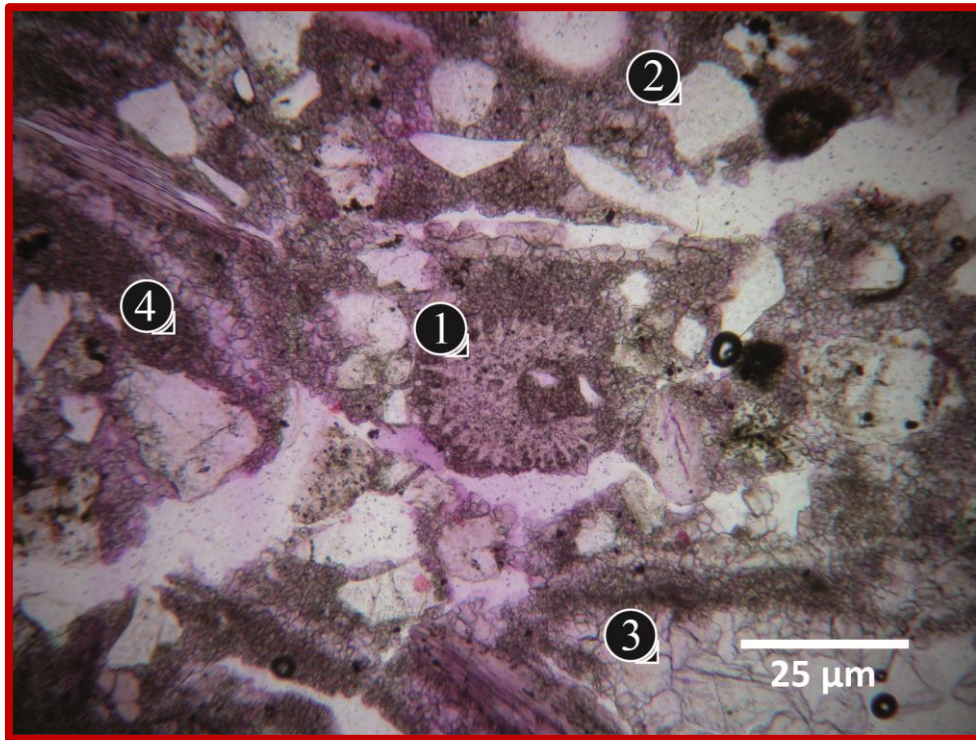


Figura C.3. Muestra PO 06 A. 1. Espina de equinodermo. 2. Cristal de cuarzo. 3. Valva con textura de reemplazo cristalina. 4. Matriz de calcita ferrosa, teñida de violeta según el método de Dickson (1965).

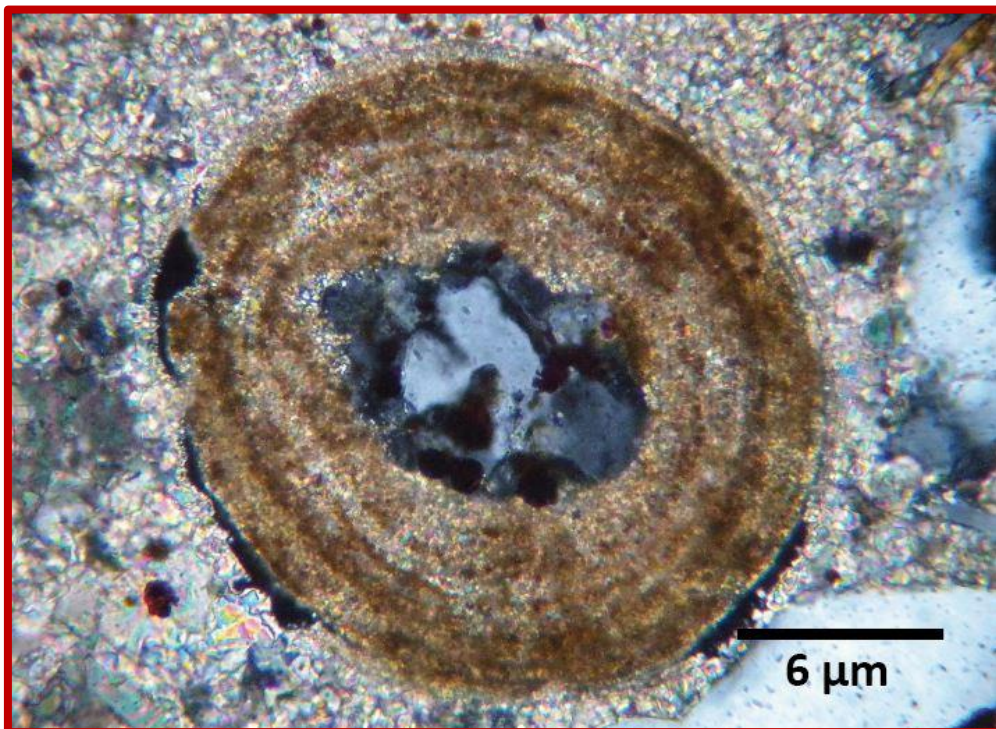


Figura C.4. Muestra PO 06 A. Detalle de un ooide concéntrico, el cual tiene como núcleo un grano de cuarzo policristalino.

Muestra PO 21 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio)

La roca se encuentra compuesta casi en su totalidad por barro micrítico de calcita ferrosa. La misma presenta calciesferas diseminadas que varían entre 0,1 y 0,2 mm de diámetro, representando menos del 5% del total de la muestra. Además pueden observarse granos circulares de tamaño y abundancia similar a las calciesferas. Estos granos podrían ser lapilli acrecional, ya que en la zona existen frecuentes intercalaciones de niveles de tobas.

La roca se clasifica según Dunham (1962) como un *mudstone*.

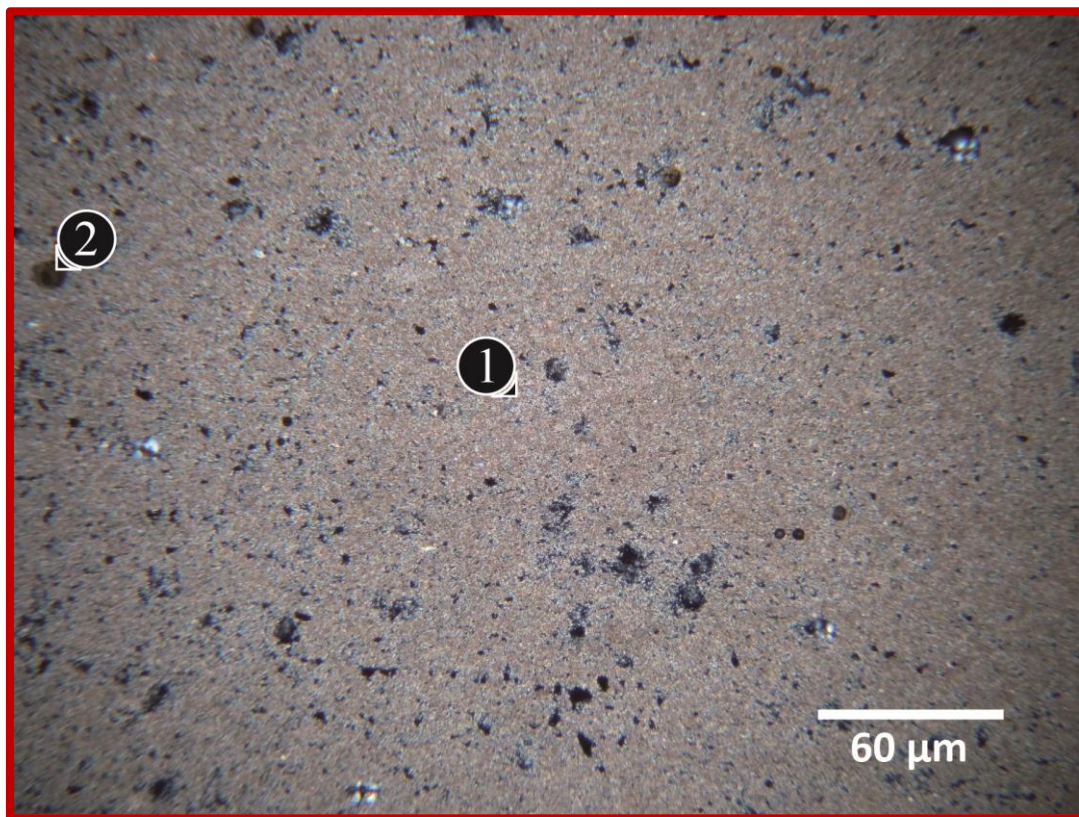


Figura C.5. Muestra PO 21. 1. Matriz micrítica de calcita ferrosa. 2. Posibles granos de lapilli acrecional.

Muestra PO 30 X (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio)

La roca se encuentra constituida por material ligante en un 60% y granos en un 40%. El esqueleto de la roca se constituye en un 95% por trizas vítreas muy cóncavas, con tamaños entre 0,12 y 0,5 mm, las cuales están reemplazadas casi completamente por calcita ferrosa y en menor proporción por dolomita. El 5% restante del esqueleto de la roca lo componen cristales angulosos a subredondeados de cuarzo, feldespato y fragmentos de líticos que tienen tamaños entre 0,15 y 0,2 mm de tamaño.

El espacio entre los cristales está relleno principalmente por cemento poiquilótico de calcita ferrosa y en menor proporción por dolomita, caolinita y yeso autigénicos (este último formando parches en sectores aislados).

La roca se clasifica según Fisher (1966) como una toba vítrea, aunque muy alterada por material carbonático.

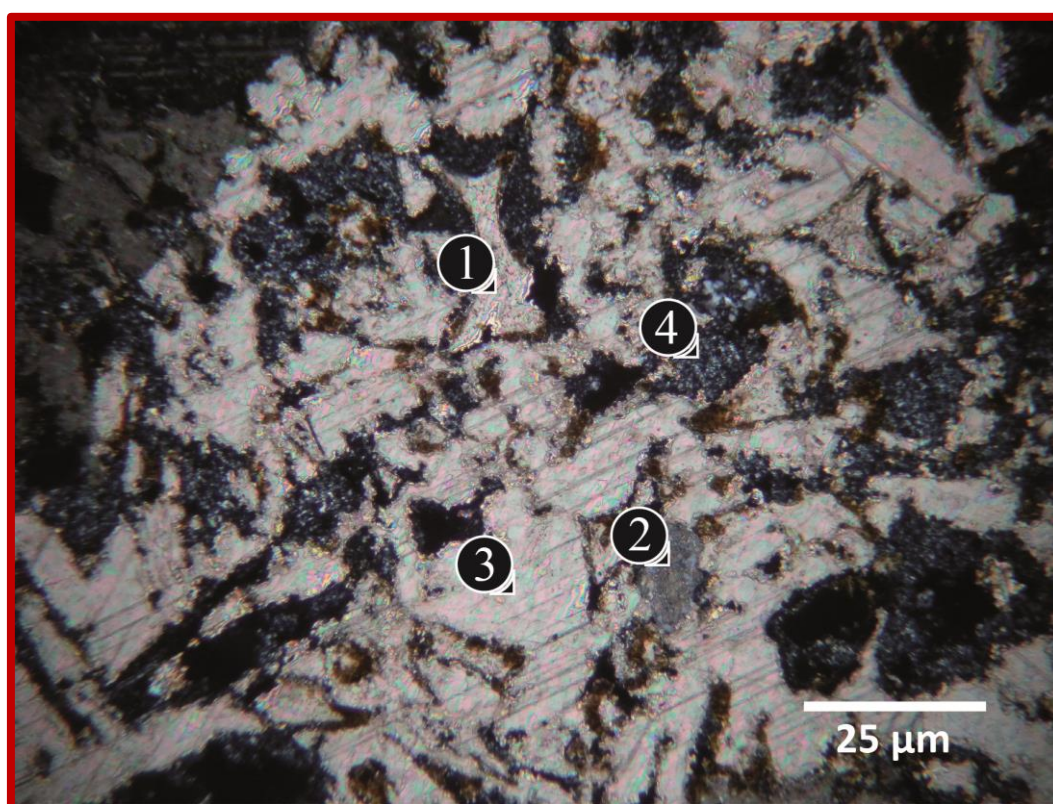


Figura C.6. Muestra PO 30 X. 1. Triza vítrea reemplazada por calcita y por dolomita en los bordes. 2. Fragmento lítico. 3. Cemento de calcita poiquilótico. 4. Cemento caolínico.

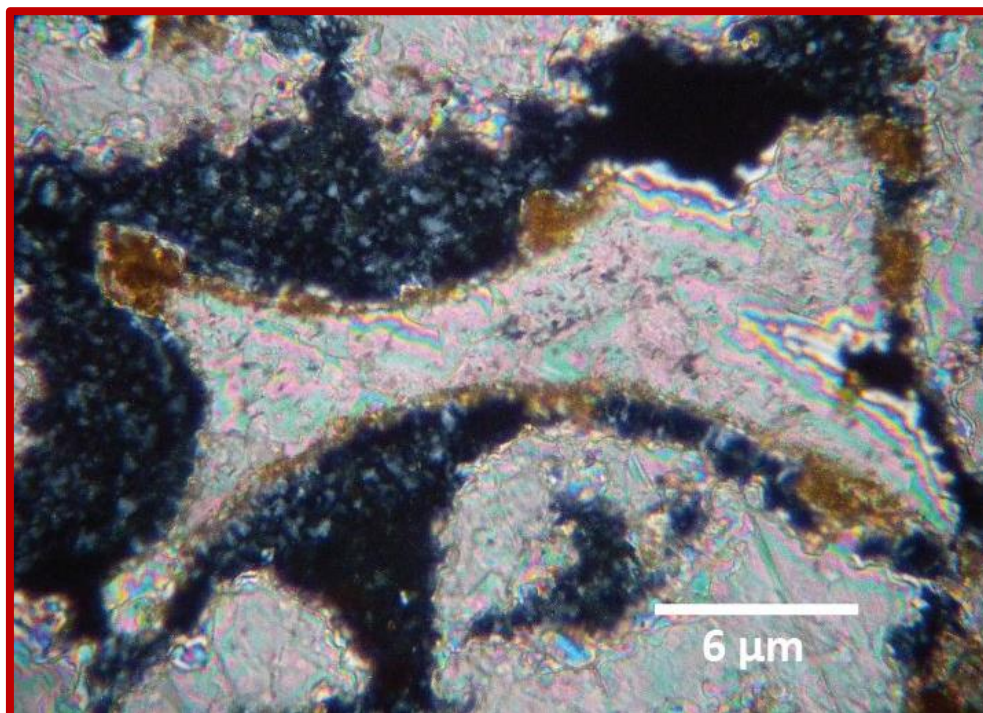


Figura C.7. Muestra PO 30 X. Detalle de una triza vítrea reemplazada por calcita y dolomita en los bordes, rodeada por cemento caolinítico y cemento poiquilotópico de calcita ferrosa.

Muestra PO 31 A (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio)

La roca se encuentra constituida en un 80% por cemento de calcita ferrosa, alterada en diversos sectores por óxidos de hierro. El 20% restante está constituido por cristales angulosos a subangulosos de feldespato potásico con textura de disolución y cristales tabulares de biotita deformados, ambos con tamaños entre 0,04 y 0,5 mm.

La calcita forma parches de cemento poiquilotópico y reemplaza parcial o casi totalmente a algunos cristales de feldespato potásico. Los cristales de biotita se encuentran deformados y separados por sus planos de clivaje.

La roca se encuentra muy alterada, por lo que es difícil llegar a una clasificación. A juzgar por los granos remanentes, podría tratarse de una arenisca de grano muy fino a medio y podría clasificarse según Folk (1954) como una arcosa, aunque muy alterada por material carbonático.

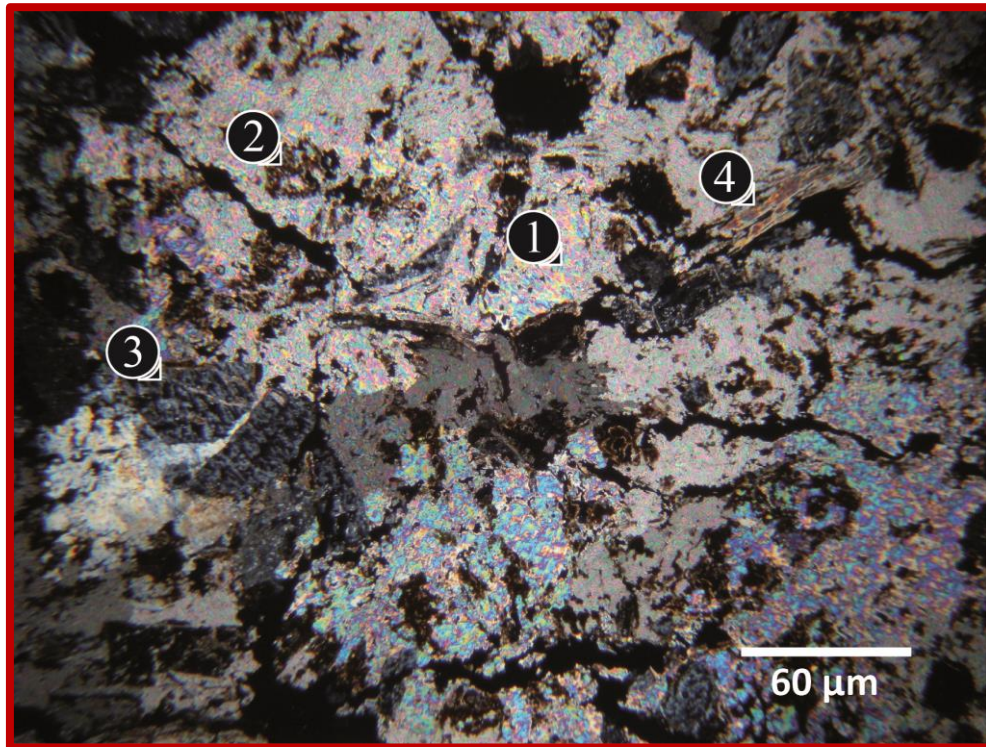


Figura C.8. Muestra PO 31 A. 1. Cemento poiquilotópico de calcita. 2. Óxidos de hierro. 3. Cristal de feldespató potásico con textura de disolución. 4. Cristal de biotita deformado.

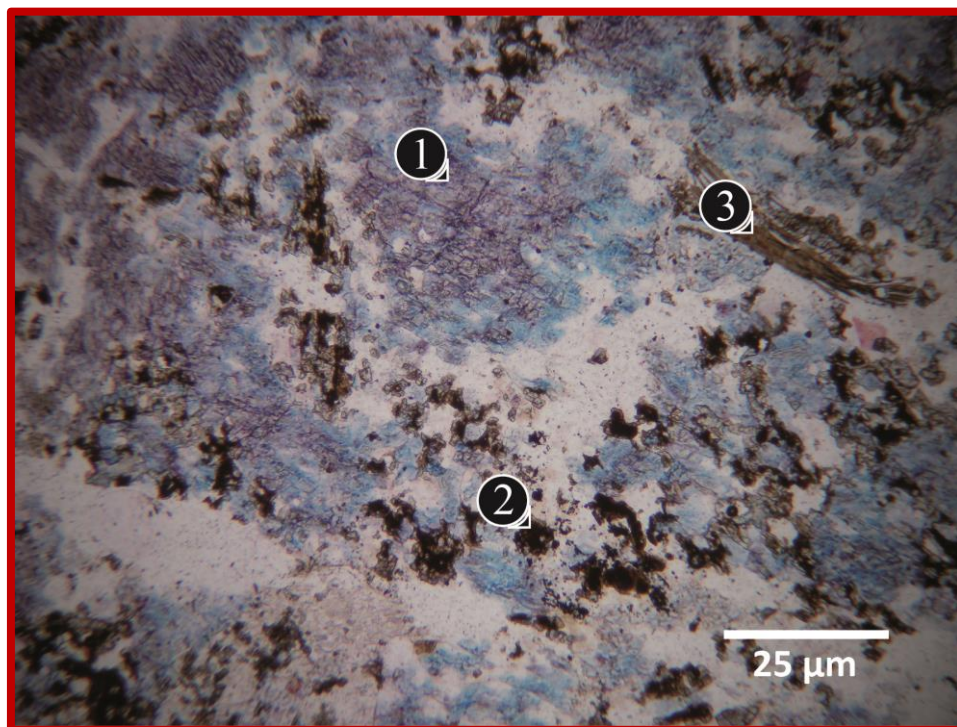


Figura C.9. Muestra PO 31 A. 1. Cemento de calcita ferrosa, teñido de violeta y azul según el método de Dickson (1965). 2. Óxidos de hierro. 3. Cristal de biotita deformado.

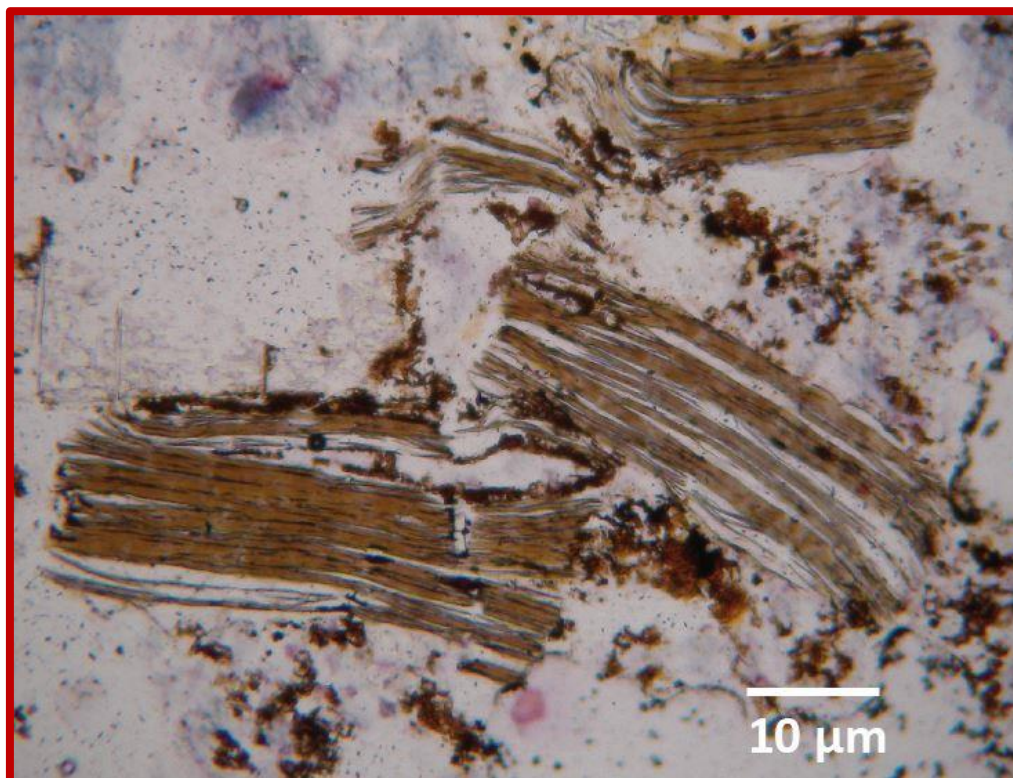


Figura C.10. Muestra PO 31 A. Cristales de biotita con importante grado de deformación, se observa claramente cómo se separan según sus planos de clivaje.

Muestra PO 43 (Miembro Avilé de la Formación Agrio)

La muestra se constituye en un 70% por granos y en un 30% por material ligante. El esqueleto está constituido en un 50% por granos de cuarzo monocristalinos y policristalinos, en un 40% por líticos de origen sedimentario y volcánico y en un 10% por cristales de feldespato potásico y plagioclasa. Tanto los cristales como los líticos, poseen tamaños que varían entre 0,13 y 0,5 mm, son angulosos a subangulosos y se encuentran fragmentados en sus bordes. Adicionalmente, se reconocen minerales opacos de tamaños inferiores a 0,05 mm.

Los espacios entre los granos se encuentran cementados principalmente por calcita y caolinita autigénicas, aunque en sectores aislados existe presencia de dolomita. Se reconocen dos tipos de cemento, uno de tipo syntaxial que rodea los granos y otro de

tipo poiquilotópico, que rellena los espacios entre ellos. Algunos cristales de cuarzo muestran sobrecrecimiento.

La roca es clasto sostén y madura texturalmente, con buena selección en los tamaños de los granos y ausencia de cristales poco resistentes a la erosión. Se trata de una arenisca de grano fino a medio y se la clasifica según Folk (1954) como una litoarenita.

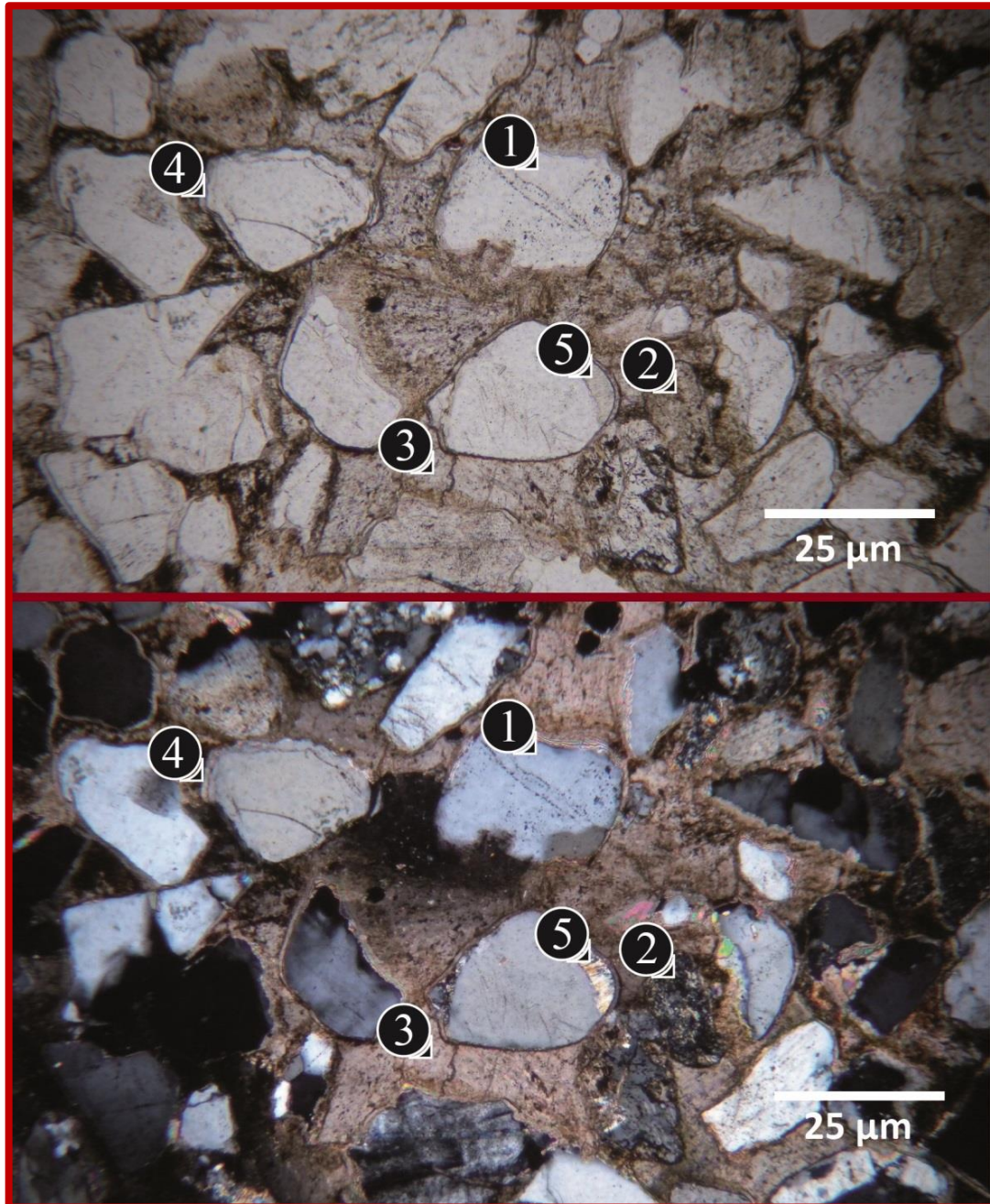


Figura C.11. Muestra PO 43. 1. Cristal de cuarzo. 2. Fragmento lítico de roca volcánica. 3. Cemento poiquilotópico de calcita. 4. Cemento sintaxial de calcita. 5. Sobrecrecimiento en un cristal de cuarzo.

Anexo D. Observaciones producto del análisis de EDS

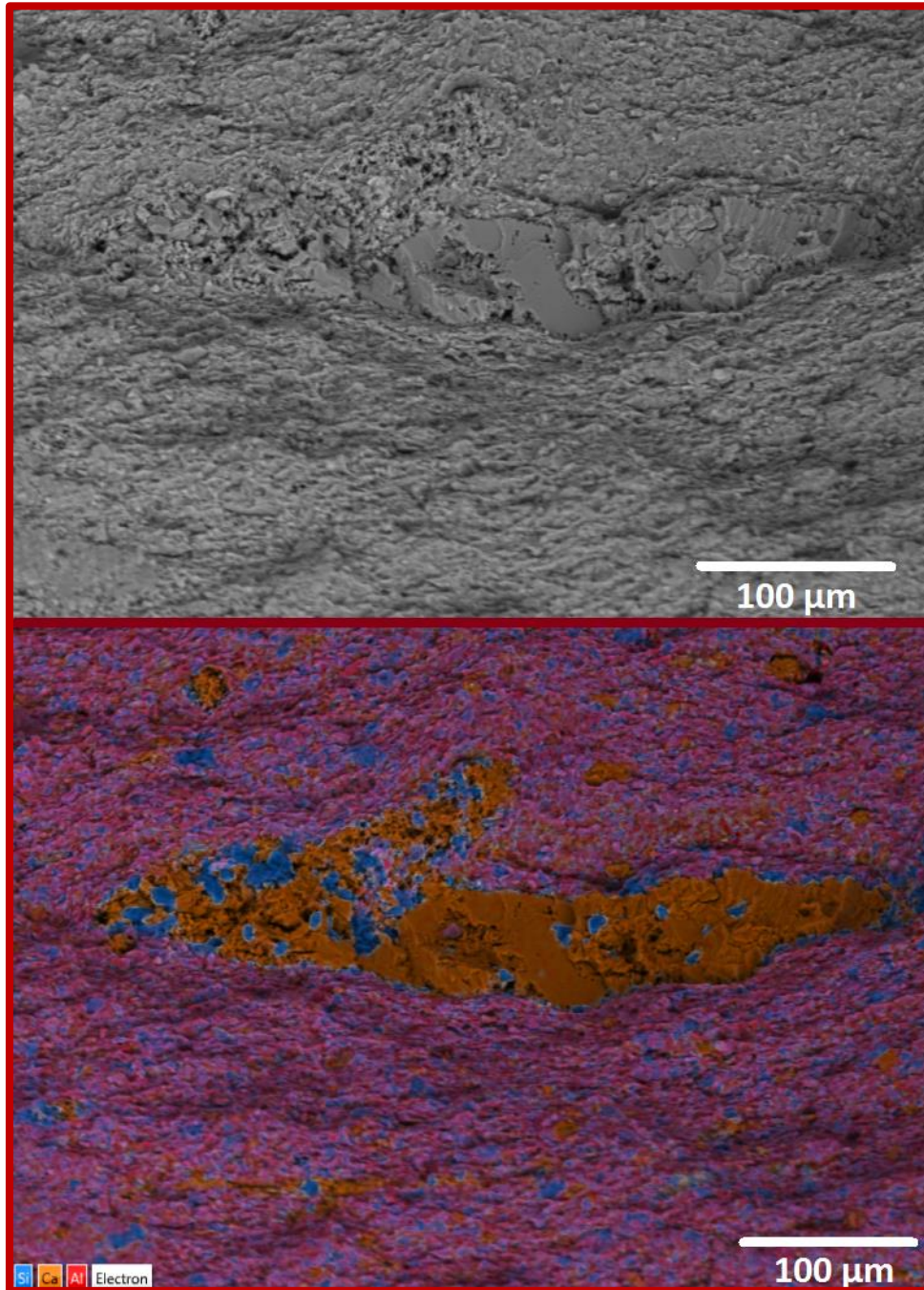


Figura D.1. Muestra PO 15 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). En el centro de las figuras pueden verse dos cristales de calcita encimados (color naranja en la figura inferior). El cristal de la izquierda se encuentra casi completamente disuelto, mientras que el de la derecha presenta parches de disolución en algunos sectores. Las cavidades disueltas contienen microcristales autigénicos de cuarzo (color azul en la figura inferior). Ambos cristales de calcita se encuentran contenidos en una matriz margosa (color violeta con pintas azules y naranjas en la figura inferior).

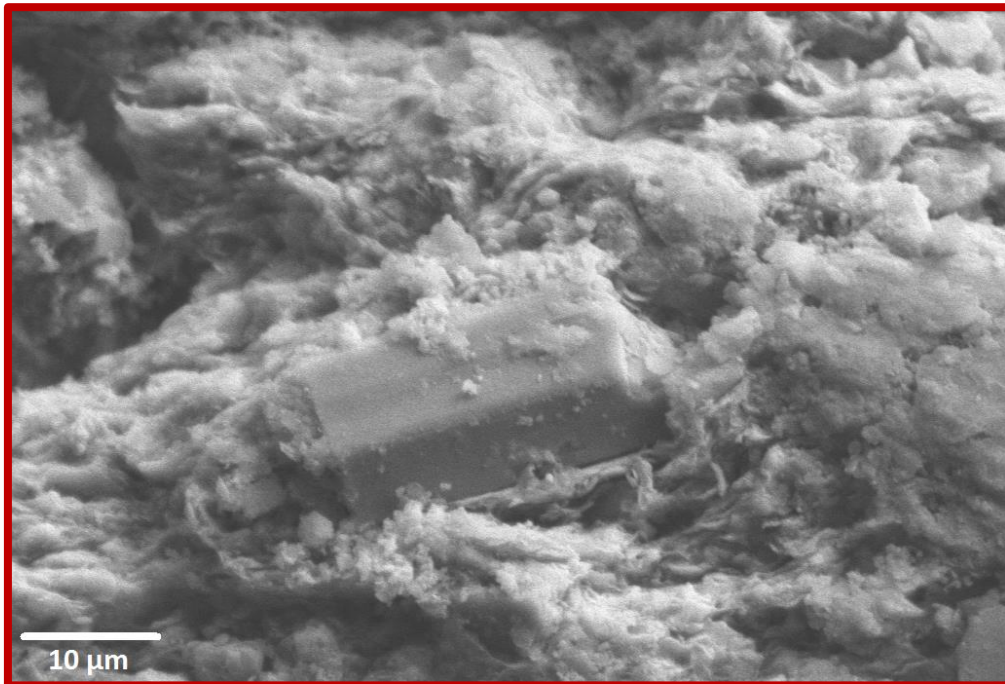


Figura D.2. Muestra PO 15 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). Cristal de plagioclasa prismático rodeado por cristales de arcilla.

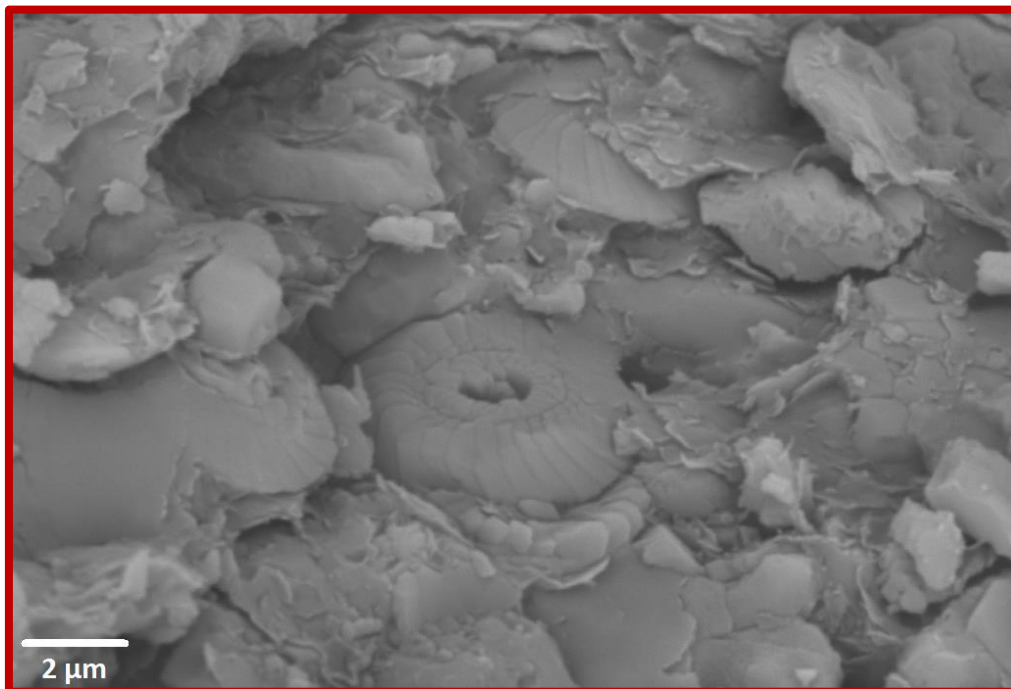


Figura D.3. Muestra PO 29 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). Microfósil centrado en la imagen correspondiente a un cocolito de *Calcidiscus leptoporus* (Murray y Blackman 1898). El mismo se encuentra rodeado por cristales de arcilla, que cubren parcialmente a otros cocolitos circundantes.

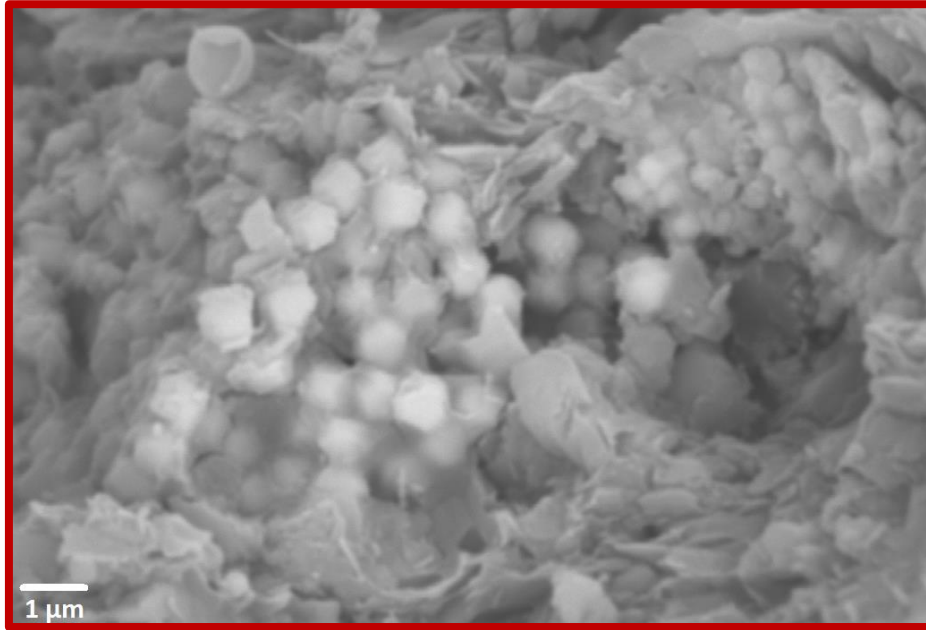


Figura D.4. Muestra PO 29 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). Framboide de cristales de pirita, rodeados por cristales de arcilla. En sus porciones inferior y derecha pueden verse cavidades dejadas por la disolución de algunos sectores de los cristales de pirita.

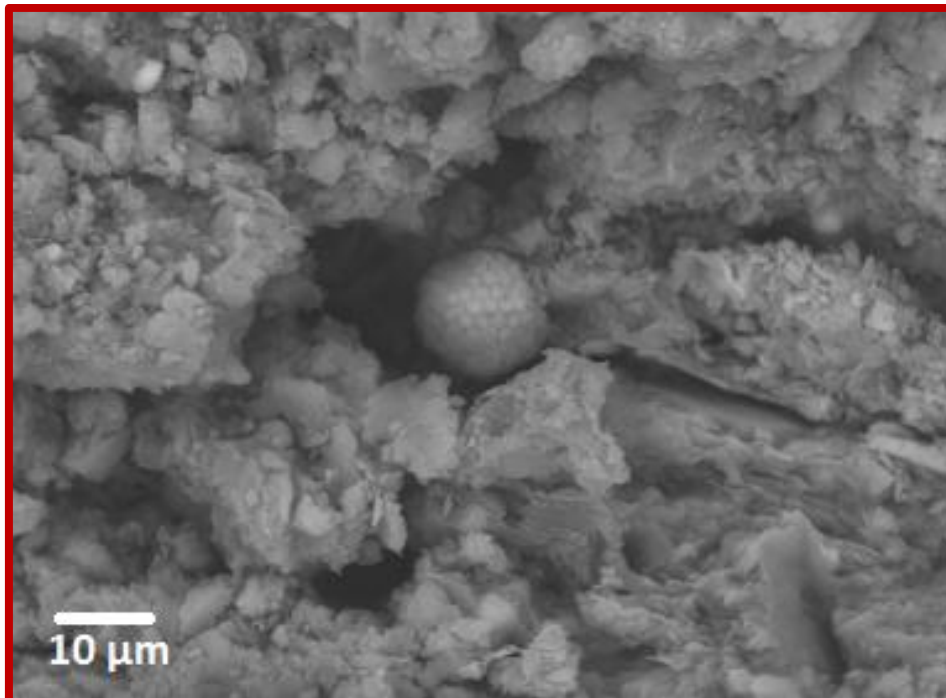


Figura D.5. Muestra PO 32 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). Framboide de cristales de pirita centrado en la imagen, rodeado por cristales de arcilla. El framboide parece haberse desarrollado dentro de un poro de la roca, lo cual favoreció su preservación.

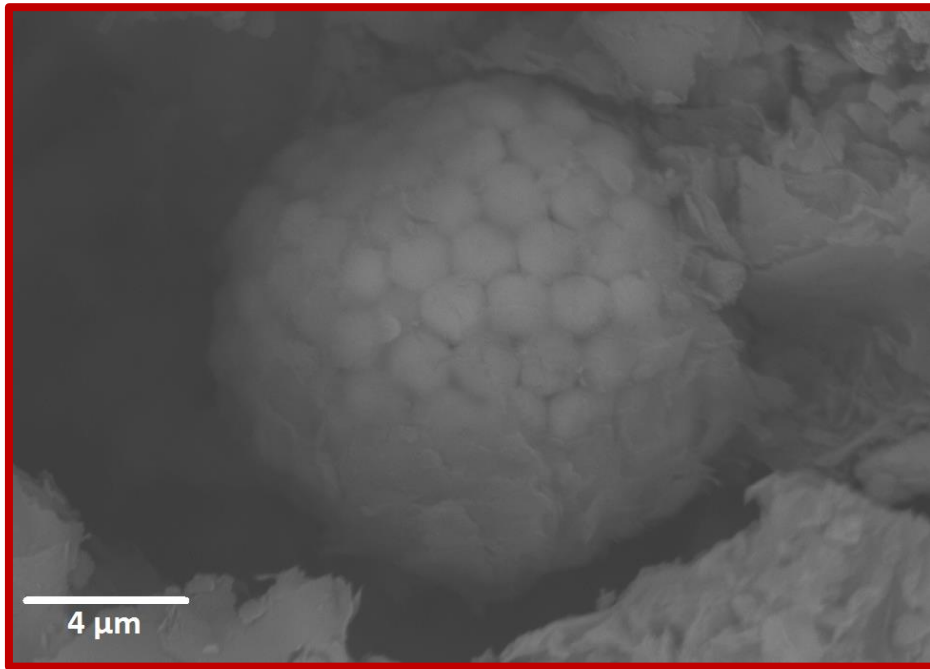


Figura D.6. Muestra PO 32 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). Detalle del framboide de pirita de la figura D.5.

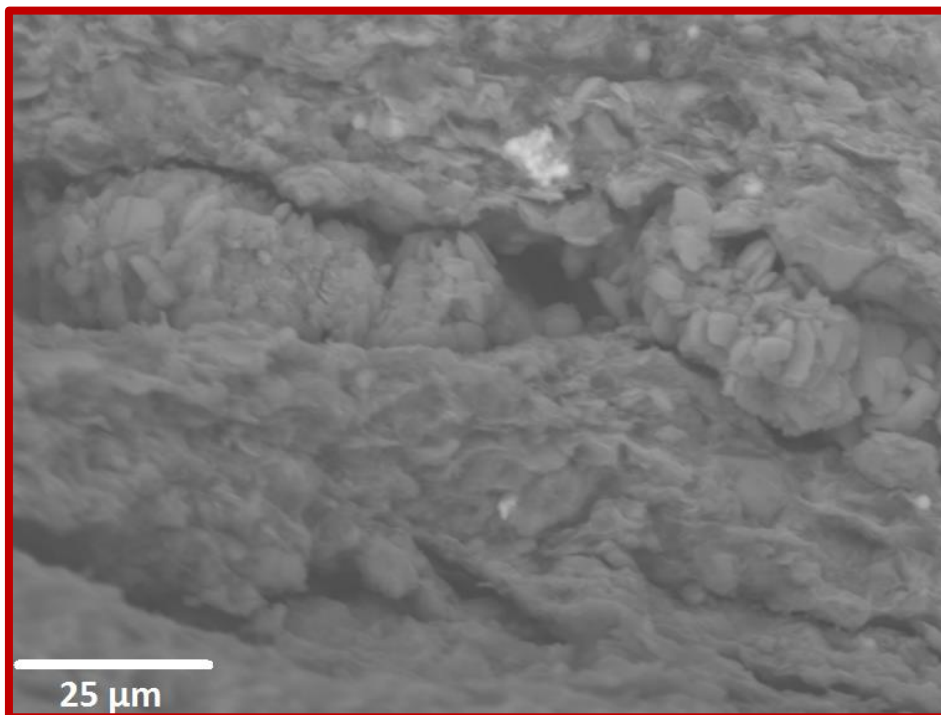


Figura D.7. Muestra PO 32 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). Vena compuesta por cristales de anhidrita (centrada en la imagen), que atraviesa la roca compuesta principalmente por arcillas. La vena se encuentra ubicada de forma paralela al plano de laminación de las arcillas y presenta cavidades.

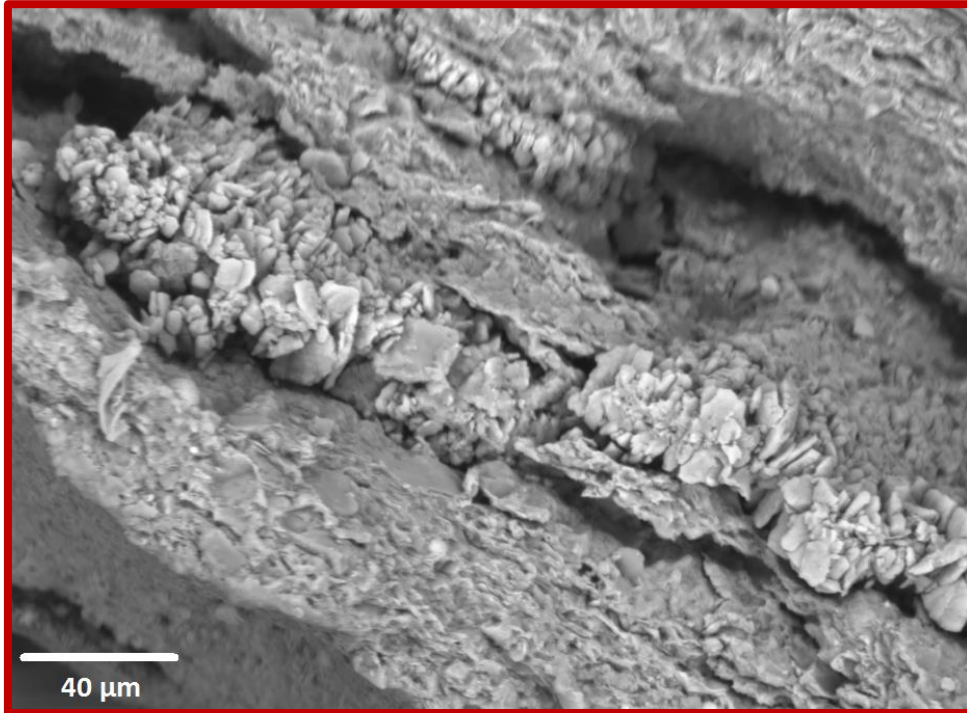


Figura D.8. Muestra PO 35 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). Vena compuesta por cristales de anhidrita, rellenando fracturas en los planos de fisilidad de las arcillas.

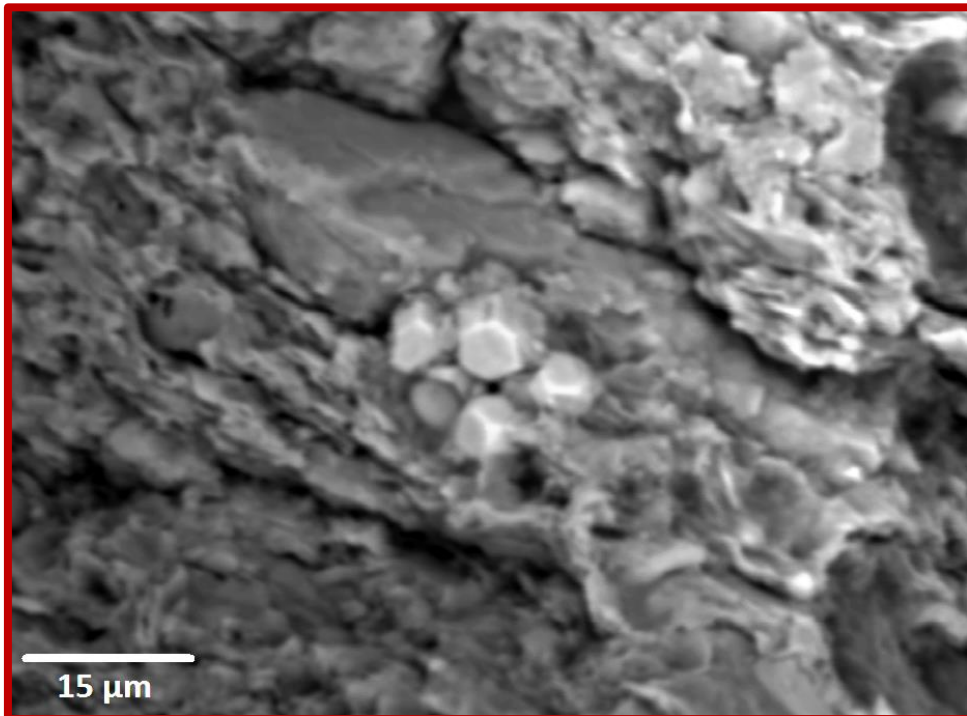


Figura D.9. Muestra PO 35 (Miembro Pilmatué de la Formación Agrio). Microcristales euhedrales de pirita junto a un cristal de calcita de mayor tamaño. Todos ellos rodeados por cristales de arcilla.

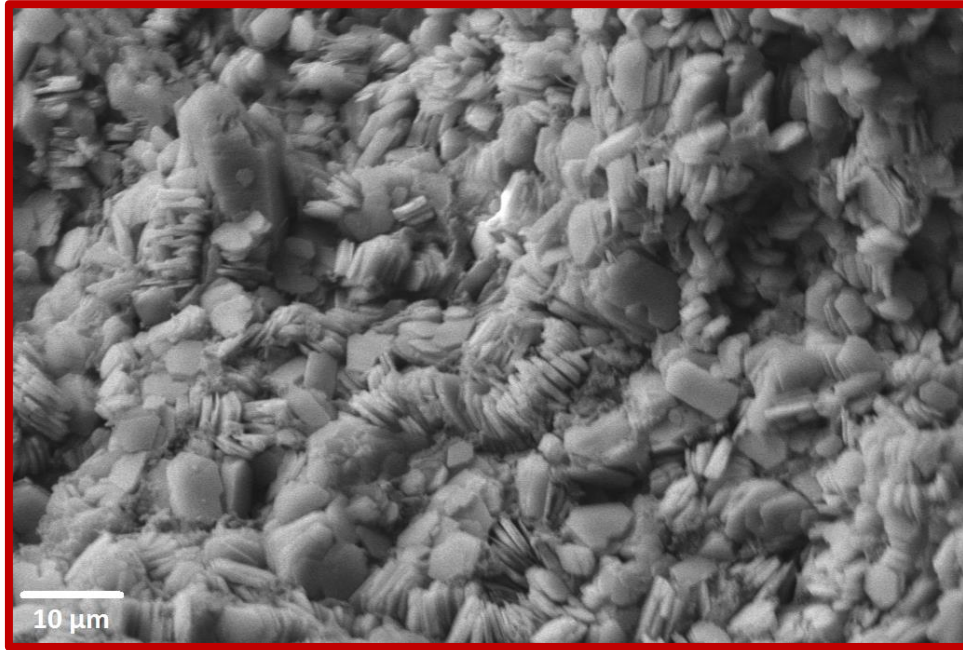


Figura D.10. Muestra PO 43 (Miembro Avilé de la Formación Agrio). Microcristales tabulares de caolinita, conformando uno de los cementos presentes en la muestra. En el cuarto superior izquierdo de la figura, puede verse un microcristal prismático de calcita cubierto parcialmente por cristales de caolinita.

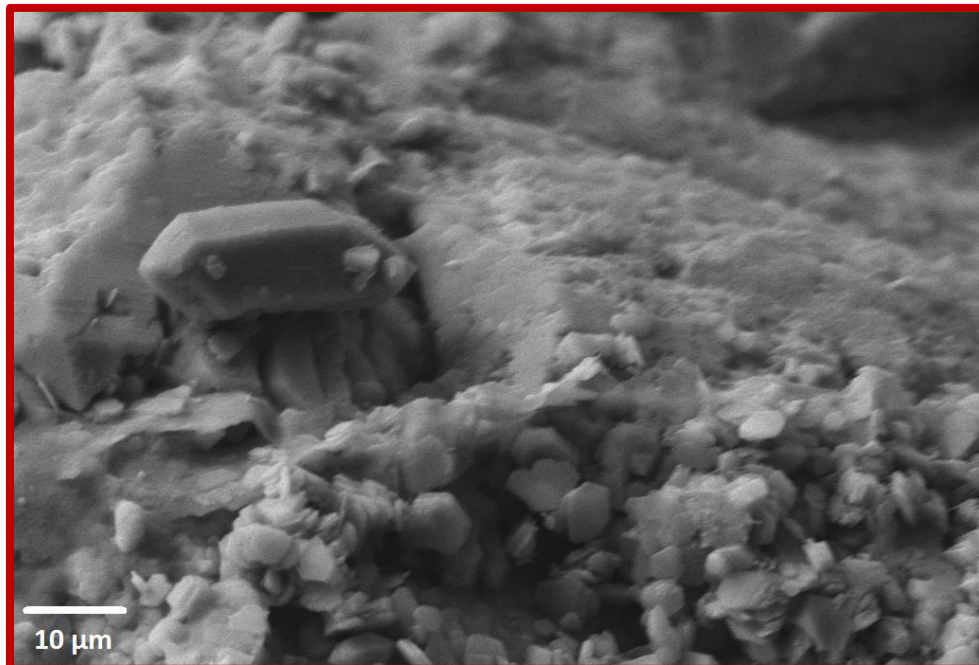


Figura D.11. Muestra PO 43 (Miembro Avilé de la Formación Agrio). Microcristal de cuarzo en la mitad izquierda de la figura. El cristal parece haber crecido sobre otro de mayor tamaño. En la mitad inferior de la imagen pueden verse microcristales tabulares de caolinita que conforman parte del cemento de la roca.

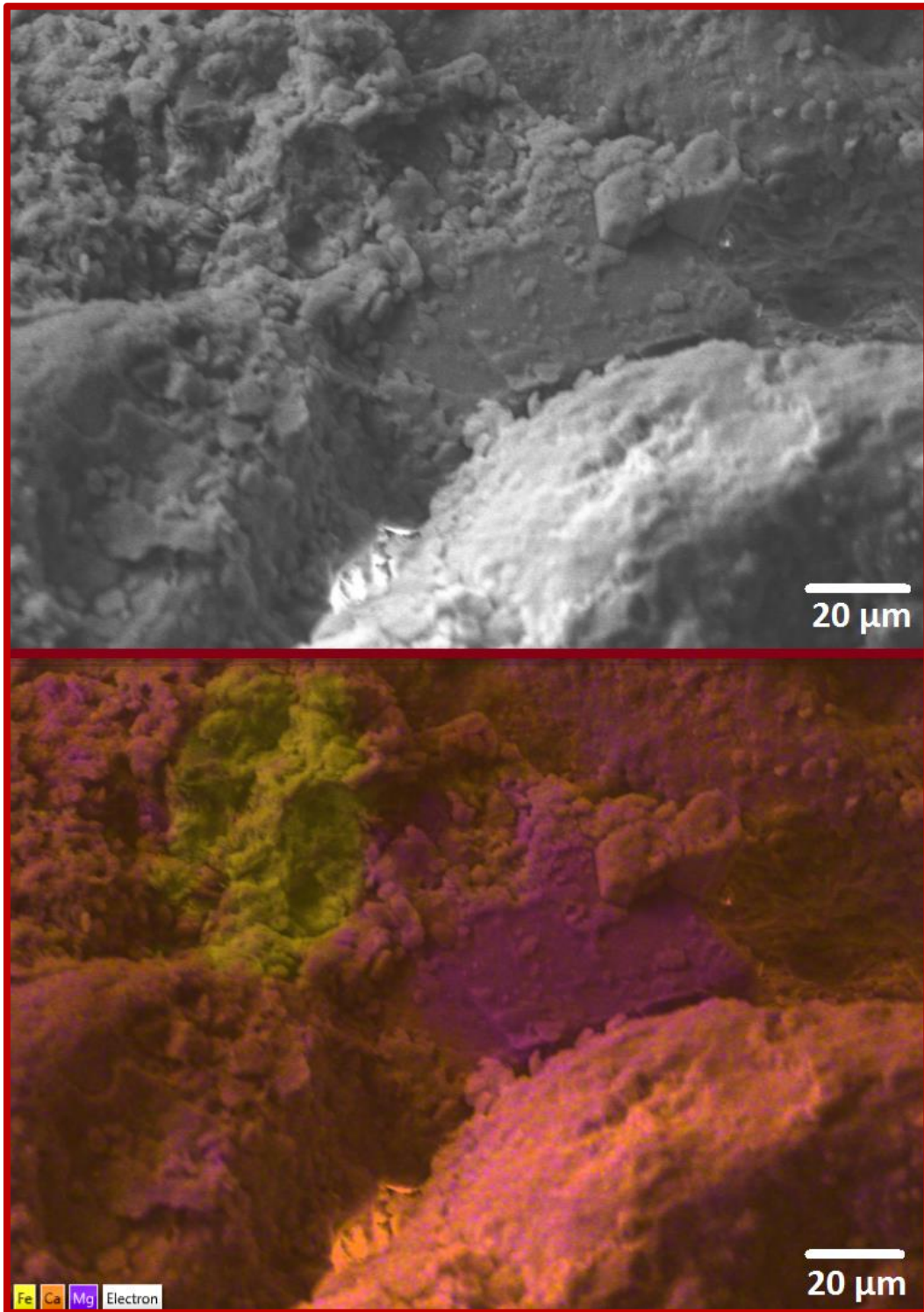


Figura D.12. Muestra PO 43 (Miembro Avilé de la Formación Agrio). Centrado en ambas figuras, puede verse un cristal de dolomita de hábito romboidal (color violeta en la figura inferior), el cual se desarrolló en el espacio disponible entre los cristales de cuarzo circundantes que conforman el esqueleto de la roca (color naranja con pintas violetas en la figura inferior). A la izquierda del cristal de dolomita, puede diferenciarse una zona con cemento ferruginoso (color amarillo en la figura inferior).