

Tesis de Licenciatura



Estudio paleoambiental, sedimentológico y estratigráfico de los Miembros Agua de la Mula (Fm. Agrio), Troncoso inferior y superior (Fm. Huitrín), en el área de Pampa Tril, provincia de Neuquén

Porfiri, Gisela

2009

Tesis presentada para obtener el grado de Licenciado en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis de licenciatura de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the Six-Year Bachelor's Theses Collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Porfiri, Gisela. (2009). Estudio paleoambiental, sedimentológico y estratigráfico de los Miembros Agua de la Mula (Fm. Agrio), Troncoso inferior y superior (Fm. Huitrín), en el área de Pampa Tril, provincia de Neuquén. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO000928_Porfiri

Cita tipo Chicago:

Porfiri, Gisela. "Estudio paleoambiental, sedimentológico y estratigráfico de los Miembros Agua de la Mula (Fm. Agrio), Troncoso inferior y superior (Fm. Huitrín), en el área de Pampa Tril, provincia de Neuquén". Tesis de Licenciado. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2009.

http://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO000928_Porfiri

EXACTAS
UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

BIBLIOTECA CENTRAL

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES / UBA.



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencia Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

Estudio Paleoambiental, Sedimentológico y Estratigráfico de los Miembros Agua de la Mula (Fm. Agrio), Troncoso Inferior y Superior (Fm. Huitrín), en el área de Pampa Tril, Provincia de Neuquén.

799011

Autor: Gisela Porfiri
Director: Dr. Roberto A. Scasso
2009

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecerle al Dr. Roberto Scasso, quien no solo dirigió este trabajo final sino que fue mi mentor, guiándome y trasmitiéndome sus conocimientos durante los últimos años mi carrera. Quisiera a su vez, agradecerle al Dr. Leonardo Legarreta, quien me ha brindado sus valiosos conocimientos sobre la Cuenca Neuquina, y ha colaborado en la realización de este trabajo.

Agradezco a los jurados de este trabajo, por su predisposición y los valiosos comentarios que fueron tenidos en cuenta en las correcciones.

Es importante mencionar y agradecer la colaboración y predisposición de Héctor Villar, la Dra. Viviana Barreda, y su equipo de trabajo, que han realizado el estudio geoquímico y petrográfico de la materia orgánica, lo cual fue de gran utilidad para las interpretaciones realizadas en el presente trabajo.

También agradezco la predisposición y colaboración de la Dra. Beatriz Aguirre Urreta, cuyas determinaciones fueron valiosas para este estudio.

Quiero agradecer a José Cuitiño y a mis compañeros de viaje por acompañarme y ayudarme durante la mayor parte de la campaña.

Merece una mención especial la presencia y apoyo incondicional de mi Familia (Mamá, Papá, Bruno, Pedro, Susy y mi abuela Coca), que me brinda la

seguridad, la confianza y el amor que permitieron, entre muchas cosas, la realización de este trabajo.

Agradezco especialmente a Hernán, mi novio, por su valiosa ayuda, colaboración y consejos durante los últimos años de carrera y especialmente en la elaboración de esta tesis.

Por supuesto, considero de gran importancia la presencia y apoyo de mis compañeros de camada, en especial las Jines, en todo momento durante los años de estudio. También quería agradecer a Sole, mi amiga incondicional por estar siempre y por los momentos compartidos. Por último a mis amigas/os de la vida, quienes me aceptan como soy, apoyándome y brindándome su ayuda constantemente.

Índice

Capítulo 1: Introducción

Ubicación	1
Metodología	2
Antecedentes del área	4

Capítulo 2:

Marco Geológico Regional.....	6
Descripción de las unidades estratigráficas:	
Formación Auquilco (Jurásico)	12
Grupo Mendoza	13
Formación Tordillo (Jurásico)	14
Formación Vaca Muerta (Cretácico)	15
Formación Mulichinco (Cretácico)	16
Formación Agrio (Cretácico)	17
Formación Huitrín (Cretácico)	20

Capítulo 3: Análisis Estratigráfico

Introducción	23
El Miembro Agua de La Mula de la Formación Agrio en el perfil Loma la Torre:	
Definición e interpretación de Facies	23
Análisis del contenido paleontológico	39
Análisis geoquímico y petrográfico de la materia orgánica	40
Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín:	
Definición e interpretación de Facies	55

Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín:	
Definición e interpretación de Facies	59
Evolución del ambiente depositacional y estratigrafía secuencial.....	61
Capítulo 4:	
Geomorfología	66
Capítulo 5:	
Estructura	70
Capítulo 7:	
Conclusiones	74
Bibliografía	77
Anexos:	
Anexo I (Cortes delgados).....	86
Anexo II (Mapa Geológico).....	91
Anexo III (Perfil Litoestratigráfico).....	92

Capítulo 1

Introducción

Este Trabajo Final de Licenciatura tiene como objetivo principal la caracterización, en términos de estratigrafía secuencial, del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio y de los Miembros Troncoso Inferior y Superior de la Formación Huitrín. Además, se tuvieron en cuenta otros objetivos que consistieron en el mapeo regional, la descripción y análisis de las formaciones aflorantes y la estructura en la zona de Pampa Tril, en el sector norte de la Provincia de Neuquén.

Para ello se llevó a cabo el levantamiento de un perfil sedimentario y estratigráfico detallado a escala 1:200, donde pudieron distinguirse diferentes facies y asociaciones de facies; y la realización de un relevamiento de las unidades aflorantes en la zona.

El estudio ha permitido observar la variedad estratigráfica de las formaciones que integran el Grupo Mendoza y la Formación Huitrín, y el estilo estructural del área.

A su vez, se realizaron estudios geoquímicos con el objetivo de caracterizar la materia orgánica contenida en las rocas.

Además se analizó la variación de los ambientes sedimentarios a lo largo del tiempo. Esta evolución se caracteriza por el paso de un ambiente de rampa silico-carbonática a un ambiente fluvial entrelazado seguido de un sistema eólico, y por último de un ambiente evaporítico.

Adicionalmente se adjuntan un mapa escala 1:15.000 y una sección transversal mostrando el estilo estructural de la zona relevada.

Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se encuentra en la parte central de la Cuenca Neuquina, en el ámbito de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal, en el sector norte de la Provincia de Neuquén.

La zona comprende una superficie de 150 km² ubicada aproximadamente entre las coordenadas 37° 15' y 37° 20' de latitud sur y 69° 42' y 69° 53' de longitud oeste (Figura 1.1 y Figura 1.2).

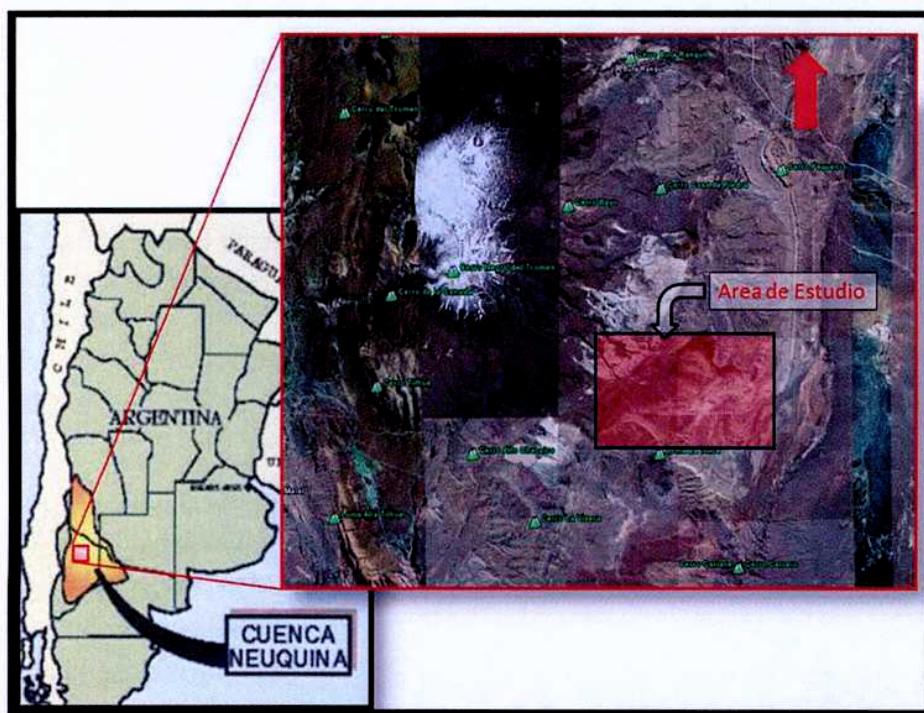


Figura 1.1. Zona de estudio

El área estudiada se ubica en las inmediaciones de Pampa de Tril, a 30 km al sudeste de la localidad de Buta Ranquil y 40 km al noreste de Chos Malal. Dicha zona pertenece al Departamento de Pehuenches, ubicado en el sector noreste de la Provincia de Neuquén limitando al norte con la Provincia de Mendoza, y está incluida en el sector noroeste de la Hoja Geológica 32 c - Buta Ranquil (Holmberg, 1976). Se accede desde Chos Malal por la Ruta



Figura 1.2. Figura 3D que muestra la zona donde se realizó este trabajo (extraido de Google Earth).

Nacional N° 40 hasta la Laguna Auquinco, allí se toma la Ruta Provincial N° 7 hasta la confluencia con la Ruta Provincial N° 9, luego de recorrer aproximadamente 15 km se arriba a la zona de interés.

Metodología

En una primera instancia se procedió a recopilar información bibliográfica de la Cuenca Neuquina en general y de la zona de estudio en particular.

A su vez, se construyó un mosaico de imágenes a partir de las imágenes *Ikonos* disponibles en *Google Earth^R*. Para ésto se utilizó el Programa *Photo Stich* de *Canon^R*.

A partir de la información bibliográfica y el estudio de las imágenes se realizó un mapeo general preliminar que permitió reconocer las unidades litoestatigráficas principales y las características estructurales de la zona.

El trabajo de campo consistió en la caracterización, descripción y mapeo de las unidades estratigráficas de la zona de estudio. Las tareas se focalizaron en el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio y los Miembros Troncoso Inferior y Superior de la Formación Huitrín donde se levantó un perfil

detallado a escala 1:200, se tomaron muestras de areniscas y calizas para realizar análisis petrográficos al microscopio y también se tomaron muestras de pelitas para realizar estudios geoquímicos (COT y Pirólisis).

El instrumental utilizado para el relevamiento fue: fotografías aéreas, mosaico de imágenes *Ikonos*, brújula tipo *Brunton*, posicionador global (GPS), cinta métrica, piqueta y ácido clorhídrico.

Posteriormente se llevó a cabo el trabajo de gabinete, que consistió en la confección de un mapa geológico digitalizado de la zona, escala 1:15.000 y un perfil sedimentológico a escala 1:500. Como herramienta de dibujo para ambos casos se utilizó el programa *CorelDraw^R*.

Luego se procedió a la caracterización petrográfica, sedimentológica, paleoambiental y estratigráfica de las unidades estudiadas. Para ésto, se utilizaron las facies definidas en el campo estableciéndose la evolución bajo el marco de la estratigrafía secuencial (sensu Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977; Posamentier & Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1990).

Además se utilizaron los análisis geoquímicos y petrográficos de las diferentes facies, realizados en GeolabSur S.A, para caracterizar el tipo de materia orgánica y el paleoambiente.

Por último, la Dra. Beatriz Aguirre Urreta realizó un análisis básico de las improntas de amonites encontradas a lo largo del perfil. Este estudio consistió en la identificación de las improntas, lo cual permitió definir la edad de las capas portadoras.

Antecedentes

Numerosos geólogos han investigado la región (Groeber, 1929, 1933, 1952, en Holmberg, 1976; Herrero Ducloux, 1946; Weaver, 1931 e Yrigoyen, 1948, 1972) describiendo los rasgos estratigráficos, estructurales y volcánicos a nivel regional.

Esta cuenca ha sido objeto de numerosos estudios, con intención de obtener un mayor conocimiento sobre su evolución paleoambiental, tectónica y distribución de las diferentes unidades. Con este objetivo, Zollner y Amos (1973) y Holmberg (1976), realizaron descripciones geológicas detalladas de

las áreas que abarcan la Hoja 32b de Chos Malal y la Hoja 32c de Buta Ranquil, respectivamente. En esta última se incluye a la zona del presente estudio.

A su vez, se han realizado muchos trabajos con el fin de conocer la evolución tectónica de la región, entre ellos cabe destacar los de Ramos et al. (1996 y 2004), Cobbold y Rossello (2003), Ramos y Folguera (1998, 2005a y 2005b), Mosquera y Ramos (2006), Llambías et al. (2007), y Folguera et al. (2007).

Con respecto al estudio de la evolución de la Cuenca dentro del marco de la estratigrafía secuencial, son de suma importancia los trabajos realizados por Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991, 1996 y 1999); Mitchum y Uliana (1985) y Spalletti et al. (2000), entre otros.

La Formación Agrio, uno de los principales objetivos de este trabajo, fue definida por Weaver en 1931 y originalmente dividida en tres miembros: Inferior, Avilé y Superior. Luego esta nomenclatura fue modificada por Leanza y Hugo (2001) por no cumplir con las normas del Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica del año 1993. Dentro de esta nueva nomenclatura, se denominan Miembro Pilmatué y Agua de la Mula al Miembro Inferior y Superior, respectivamente, de la Formación Agrio.

El perfil Loma la Torre, sitio donde se realizó el presente trabajo, fue recorrido por diversos especialistas que han realizado trabajos que contribuyen al conocimiento de la estratigrafía regional de la Cuenca Neuquina y el Grupo Mendoza. Entre ellos se destacan los trabajos de Spalletti (2001) y Strömbäck et al. (2005), que han sido de suma utilidad para el presente análisis.

Capítulo 2

Marco geológico regional

El presente estudio se realizó dentro del ámbito de la Cuenca Neuquina. La misma se encuentra ubicada en el sector austral de los Andes Centrales (Figura 2.1). En este capítulo se intenta describir el origen tectónico de esta cuenca y su relleno sedimentario, y la relación entre estos dos procesos.

La característica principal de esta cuenca es que presenta una historia sedimentaria y estructural compleja, que involucra diversos mecanismos de subsidencia, y deformación tanto de piel fina y gruesa asociada al origen de la Cordillera de los Andes.

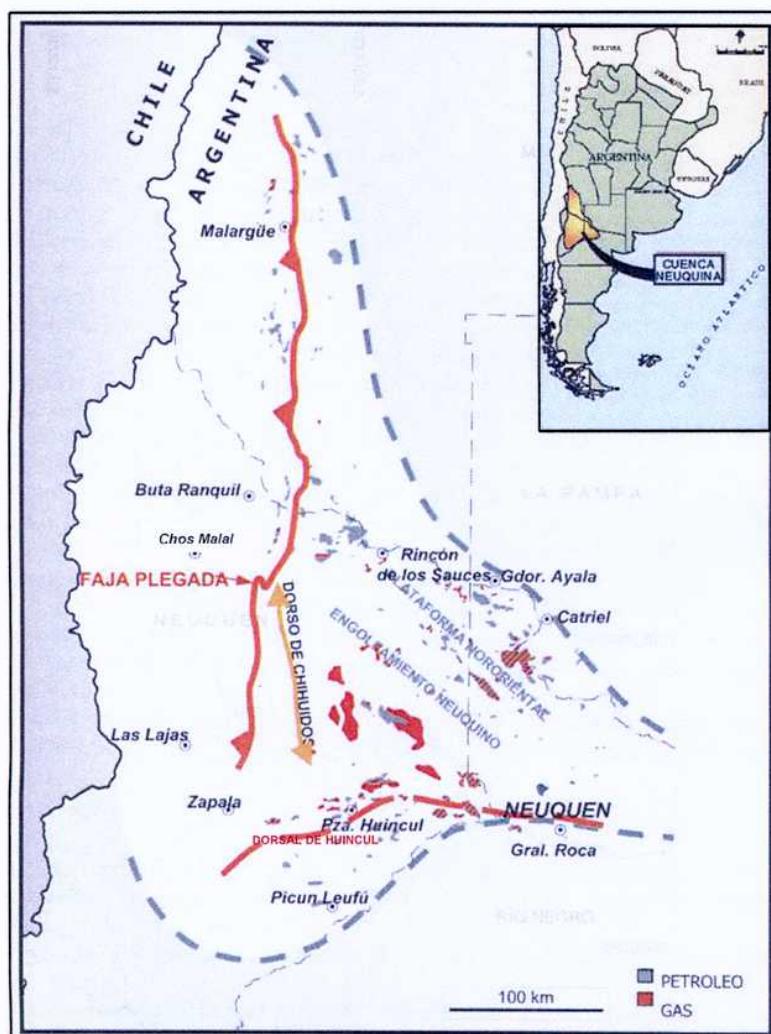


Figura 2.1. Ubicación de la Cuenca dentro de Argentina y mapa mostrando los límites de la Cuenca Neuquina, y los principales rasgos estructurales (Modificado de Schiuma et al., 2002).

El relleno sedimentario de esta cuenca consiste en una sucesión Triásica Superior-Cretácica (Figura 2.2) que presenta al menos 7000 m de potencia y evidencia 200 m.a. de subsidencia. La presencia de numerosas disconformidades refleja ciclos de subsidencia intermitente así como también varios pulsos de inversión tectónica.

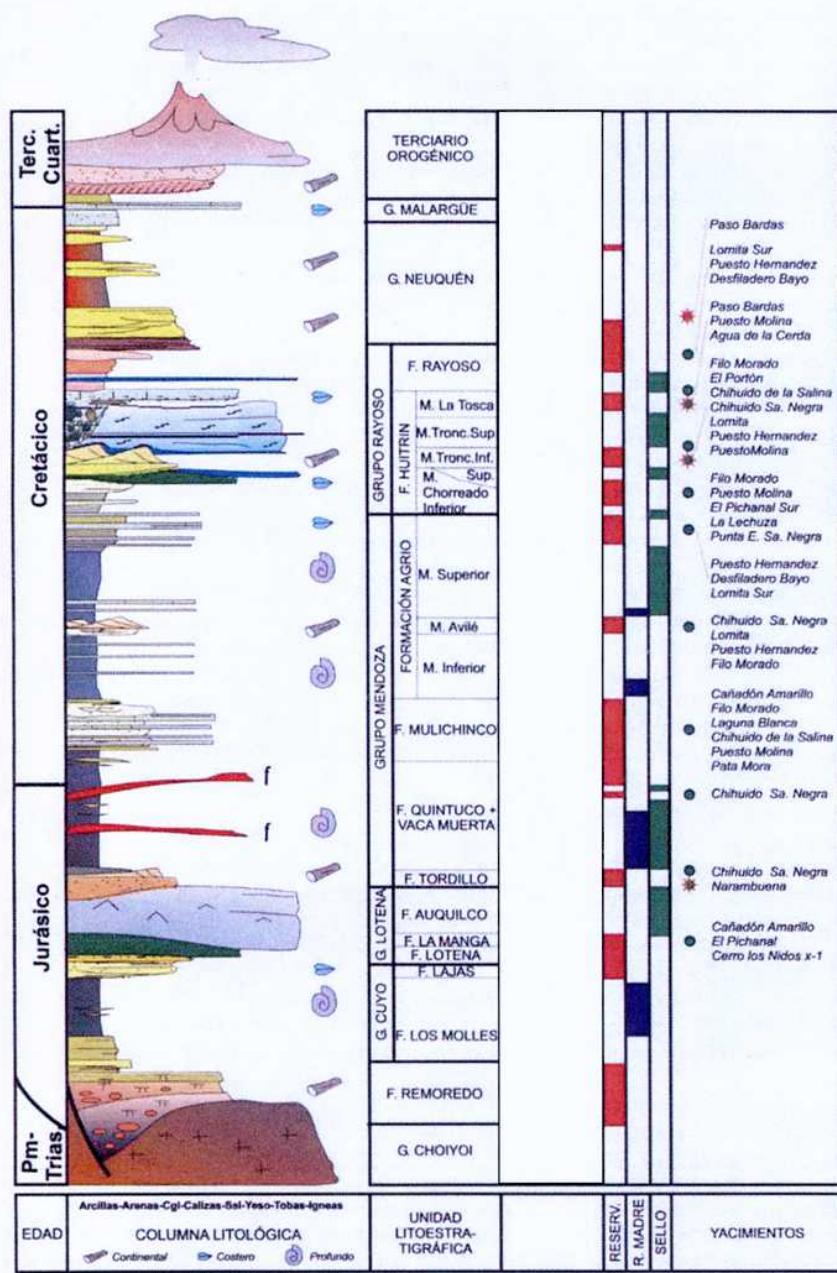


Figura 2.2. Columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina (extraido de Schiuma et al., 2002).

El origen de esta cuenca comienza en el Pérmico Tardío – Triásico Medio cuando, en todo el margen occidental de América del Sur, comenzaron a desarrollarse procesos extensionales acompañados por magmatismo bimodal que hoy conforma el Grupo Choiyoi (Ramos y Kay, 1991), el cual se considera como el basamento de la cuenca.

De acuerdo a diferentes interpretaciones se pueden distinguir seis escenarios principales de evolución tectónica de la cuenca (Vergani et al., 1995 en Reijenstein 2007):

- 1- **Triásico Tardío-Jurásico Temprano:** subsidencia tectónica inicial controlada por fallamiento activo y extensión asociados a un campo extensional de sentido SO (primera fase de rift).
- 2- **Jurásico Temprano a Medio:** segundo pulso de extensión (segunda fase de rift) y depositación de la Formación Los Molles.
- 3- **Jurásico Medio:** subsidencia regional asociada a la fase post-rift (Formación Las Lajas).
- 4- **Jurásico Tardío:** reorganización de los esfuerzos extensionales resultando en una inversión tectónica de las fallas normales, y dando lugar al desarrollo de la Dorsal de Huincul, un arco transversal que divide la cuenca en una parte norte y otra al sur. Esta inversión fue muy importante para el proceso de generación de sistemas petroleros y formación de trampas para hidrocarburos.
- 5- **Jurásico Tardío-Cretácico Temprano:** la subsidencia regional dio lugar a la depositación de sedimentos de aguas profundas con alto contenido de materia orgánica (Formación Vaca Muerta).
- 6- **Cretácico Tardío-Terciario:** crecimiento progresivo de la faja plegada y corrida andina que dio lugar a la inversión de las fallas normales previas. Desconexión de la cuenca con el Océano Pacífico luego de la última inundación.

En el Jurásico Temprano, el relleno temprano de la cuenca estuvo caracterizado por una depositación sintectónica que consistió en abanicos aluviales y playa lakes en ambientes de alta energía. Estos sedimentos, representados por conglomerados, areniscas, volcanitas e ignimbritas componen las facies *synrift* y se agrupan en la Formación Remoredo

(Legarreta y Uliana, 1999; Schiuma et al., 2002). Este evento de subsidencia temprano fue seguido por lo que se denomina Ciclo Cuyano (o Grupo Cuyo), que representa un período de depositación regional, en un ambiente marino de retroarco extensional. La base de esta secuencia está marcada por una inundación que abarcó gran parte de la cuenca y produjo la acumulación de pelitas negras en un ambiente anóxico, que se denomina Formación Los Molles.

En el Jurásico Medio, una marcada expansión del área de subsidencia hacia el este está evidenciada por la presencia de depósitos progradacionales fluvio-deltaicos. Estos depósitos conforman la Formación Punta Rosada, mientras que las facies más distales (prodelta y marino somero) están agrupadas en la Formación Lajas (Figura 2.3). La tendencia general del relleno de la cuenca muestra una sucesión regresiva de apilamiento de depósitos deltaicos y fluviales sobre lutitas y limolitas, lo que se traduce en una reducción considerable del área de la cuenca marina (Legarreta y Uliana, 1999).

Posteriormente, se produjo un intervalo de desecación y circulación restringida en la cuenca. Esto está evidenciado por las calizas de la Formación Calabozo, y las evaporitas de la Formación Tábanos. Estas últimas se desarrollaron en numerosas áreas de la cuenca, donde se interrumpió la comunicación de la misma con el Océano Pacífico (Legarreta y Uliana, 1991).

Luego se produjo una nueva transgresión (Calloviano Tardío), restaurando la circulación de agua y dando lugar a la depositación de las areniscas y lutitas de las Formaciones Barda Negra y Lotena.

Durante el Jurásico Tardío, se depositaron las calizas de la Formación La Manga debido a un pobre aporte terrígeno.

Un nuevo episodio de desecación a lo largo de toda la cuenca dio lugar a la depositación de los potentes bancos de evaporitas (400 m) de la Formación Auquilco. A su vez, este nivel no solo conforma una roca sello para la migración de hidrocarburos, sino que actuó como nivel de despegue para los corrimientos de la faja plegada y corrida andina. Inmediatamente por encima, se depositaron los sedimentos fluviales, eólicos y de playa lake de la Formación Tordillo, asociados a un período de inversión tectónica que dio lugar al desarrollo de la Dorsal de Huincul.

Antes del comienzo del Cretácico (Tithoniano), una segunda inundación dio lugar a la depositación de las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta, que conforma una de las rocas madres de los sistemas petroleros de la cuenca (Figura 2.3).

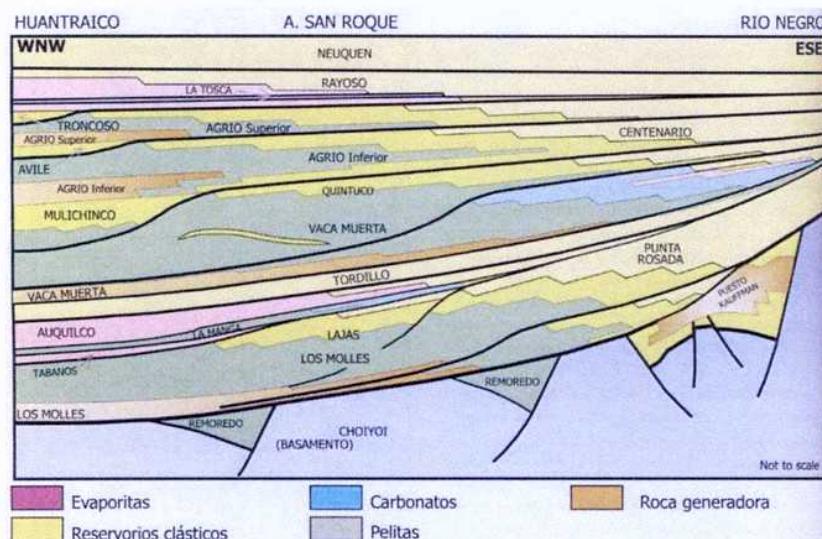


Figura 2.3. Interpretación estratigráfica-secuencial del relleno de la Cuenca Neuquina (extraído de Schiuma et al., 2002).

Durante el Cretácico Temprano, si bien no se registraron cambios sustanciales en la subsidencia, se registró un aumento en la cantidad de sedimentos aportados hacia la cuenca. Esto generó el desarrollo de clinoformas progradantes que dieron lugar a los depósitos de la Formación Mulichinco.

Un nuevo evento transgresivo dio lugar a la depositación de los sedimentos de la Formación Agrio. A su vez, dentro de esta formación se reconoce el Miembro Avilé, que representa una breve regresión con la deposición de sedimentos fluviales y eólicos.

Posteriormente, se registra un breve período de ambiente marino restringido a continental con la depositación de las evaporitas y bancos rojos continentales de las Formaciones Huitrín y Rayoso.

Previamente al Cretácico Tardío ocurre la desconexión marina total con el Océano Pacífico, y en este contexto se depositan los sedimentos continentales rojos del Grupo Neuquén.

Luego, durante el Campaniano-Maastrichtiano, se depositaron los sedimentos que conforman el Grupo Malargüe relacionados a una transgresión proveniente del Océano Atlántico.

Durante el Eoceno, se registró una nueva fase de deformación y subsidencia que produjo una inversión tectónica levantando la parte occidental de la cuenca. Más tarde, en el Mioceno Temprano se registró otro evento de deformación responsable del levantamiento del dorso de los Chihuidos en un sector más oriental. Así, con estos episodios deformacionales, cobró más importancia la subsidencia producida por carga tectónica, la cual se convirtió en el principal mecanismo hasta hoy en día.

Descripción de las unidades estratigráficas

A continuación se detalla una breve descripción de las unidades aflorantes en la zona de estudio (ver mapa en Anexo II). Las mismas pertenecen al relleno sedimentario de la cuenca y están integradas por la sucesión que va desde la Formación Auquilco hasta el Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín.

Formación Auquilco (Groeber, 1946)

Oxfordiano Superior

Se denomina así a los depósitos de yeso y anhidrita masivos y/o estratificados, de coloraciones gris blanquecinas, correspondientes a un ambiente de deposición evaporítico.

Antecedentes

Groeber (1946) definió como Formación Auquilco a los depósitos que Schiller (1912, en Groeber 1946) había definido como "Yeso Principal" y posteriormente Weaver (1931, en Groeber 1946) había agrupado bajo la nomenclatura de Formación Aunquinco, debido a que los depósitos de yeso, ubicados en el sector oeste de la zona de estudio, se encuentran cercanos a la Laguna Aunquinco.

Litología y Distribución

El yeso de Auquilco aflora en las proximidades de la zona de estudio, entre el Volcán Tromen y Pampa Tril, en el Anticlinal de la Yesera.

Esta formación está constituida por bancos de yeso y anhidritas de color blanquecino, que se manifiestan tanto en forma masiva o estratificada, y suelen intercalar, en forma subordinada, con bancos de calizas amarillentas, abultamientos de calizas criptoalgaes y pelitas rojas con nódulos de anhidrita (Legarreta y Uliana, 1999 y Nullo et al., 2005).

Paleoambiente sedimentario

Según Legarreta (2002) la Formación Auquilco registró una crisis salina dentro del depocentro neuquino a partir del desarrollo de una cuenca evaporítica aislada. Este aislamiento paleogeográfico fue atribuido a causas tectónicas, a la actividad volcánica o al incremento de sulfatos debido al volcanismo.

Esta formación se desarrolló en un cuerpo de aguas someras e hipersalinas con cierto grado de conexión con el Pacífico, lo cual habría producido cambios relativos de nivel de base dentro del depocentro.

Relaciones estratigráficas

Estratigráficamente, se encuentra por encima de la Formación Lotena en contacto neto, mientras que la discordancia Intermálmica, generada por la fase Araucánica, la separa del Grupo Mendoza (Narciso et al., 2001). En base a estas relaciones se le atribuye una edad perteneciente al Oxfordiano Tardío.

Grupo Mendoza (Stipanicic et al., 1968)

Kimmeridgiano – Barremiano inferior

Stipanicic et al. (1968) definieron como Grupo Mendoza al conjunto litológico denominado como Mendociano por Groeber (1946) que se corresponde al inicio de la sedimentación del ciclo Andino del mismo autor.

Se inicia en el Kimeridgiano con una sedimentación continental correspondiente a la Formación Tordillo, le siguen los depósitos de centro de cuenca de la Formación Vaca Muerta, luego los depósitos marginales de la Formación Mulichinco, y culmina con los depósitos marinos de la Formación Agrio.

En la zona de estudio este grupo se halla representado en su totalidad ya que se mapearon las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio. Es necesario aclarar que en este trabajo no se reconoció la Formación Quintuco definida por Weaver (1931), por lo cual se siguió el criterio de Leanza (1973), el cual incluye a dicha unidad dentro de la Formación Vaca Muerta, basándose en que la subdivisión original era de carácter cronoestratigráfico, y no litoestratigráfico como lo requieren las reglas de nomenclatura estratigráfica.

El Grupo Mendoza se apoya en discordancia angular sobre entidades más antiguas de distintas edades, y hacia el techo desarrolla una relación de paraconcordancia con la Formación Huitrín.

Formación Tordillo (Stipanicic, 1966)

Kimmeridgiano Superior

Se denomina así a un conjunto de conglomerados, areniscas y fangolitas con coloraciones predominantemente verdosas en la zona de estudio, que representan un ambiente de deposición continental.

Antecedentes

Groeber (1946) definió como Formación Tordillense a una sucesión de areniscas comprendidas entre la Formación Auquilco y las margas bituminosas de la Formación Vaca Muerta. Posteriormente Stipanicic (1965) reemplazó la antigua denominación Tordillense de Groeber por Formación Tordillo. La localidad tipo se encuentra en el sur de Mendoza, en el sector aledaño al Río Tordillo.

Litología y Distribución

En el área de estudio esta formación aflora en una faja de disposición noreste-suroeste, en el sector occidental.

Se observaron los afloramientos correspondientes a la zona de Puerta de Curaco, 6 km al suroeste de la zona estudiada. Los mismos están representados por bancos granocrecientes de coloración verdosa con pelitas en la base gradando a areniscas.

Paleoambiente sedimentario

Según Legarreta y Gulisano (1989) la Formación Tordillo se caracteriza por depósitos de ambiente continental con facies de abanico aluvial, fluvial entrelazado, eólico y playa lacustre compuestos por conglomerados, areniscas, arcillitas y limolitas.

Relaciones estratigráficas

La base se halla definida por una discordancia regional sobre la Formación Auquilco, mientras que su techo se halla en contacto con la Formación Vaca Muerta mediante una superficie transgresiva.

Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931)

Tithoniano Inferior-Valanginiano Inferior

Se denomina así a una potente sucesión de margas y lutitas bituminosas de coloración negro, que corresponden a los depósitos marinos de centro de cuenca.

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) para referirse a un conjunto constituido por pelitas negras y calizas, portadoras de una rica fauna amonitífera; considerando como localidad tipo la sierra de Vaca Muerta en el centro de Neuquén. Posteriormente fue enmendada por Leanza (1973) ampliando su sentido original, al extenderla hasta la base de la Formación Mulichinco. Esto se debió a que era litológicamente indiferenciable de la suprayacente «Formación Quintuco» de Weaver, a no ser por el contenido de amonites que señalan diferentes edades.

Litología y Distribución

La Formación Vaca Muerta está constituida principalmente por pelitas negras y calizas micríticas. Las pelitas se encuentran laminadas, con textura papirácea en algunos sectores, y se intercalan con las pelitas calcáreas y calizas. Su tramo inferior está constituido por una sucesión monótona de pelitas negras bituminosas que se consideran roca madre (Cruz et al., 1996).

En la zona de estudio, esta unidad se encuentra aflorando en el sector oeste, conformando una franja de orientación NE-SO.

Paleoambiente sedimentario

El ambiente de deposición propuesto para esta formación es el de una rampa carbonática caracterizada por procesos de decantación del material silicoclástico y carbonático en suspensión, con incursiones breves y esporádicas de flujos oscilatorios y gravitacionales asociados con tormentas (Spalletti et al., 1999), el cual es producto de una inundación generalizada de prácticamente toda la cuenca (Legarreta y Uliana, 1999).

Relaciones estratigráficas

Esta formación manifiesta un carácter transgresivo y cubre concordantemente a la Formación Tordillo. Por encima, en forma transicional se depositaron los sedimentos que dieron lugar a la Formación Mulichinco.

Formación Mulichinco (Weaver, 1931)

Valanginiano Medio – Valanginiano Superior

Se denomina así a una sucesión de areniscas, areniscas calcáreas y calizas color castaño claro con fósiles marinos.

Antecedentes

Weaver fue el primero en definir la Formación Mulichinco como los estratos de areniscas y limos de color amarillo grisáceo sucio con elevada proporción de carbonato de calcio, que además presenta intercalaciones de coquinas (Holmberg, 1976). Es normal que presente espesores desde 80 a 150 m, y aflora en el sector centro-norte de la Provincia de Neuquén.

Se asigna al Valanginiano medio y Valanginiano superior temprano, por yacer sobre sedimentitas de la Formación Vaca Muerta, cuyos términos más jóvenes alcanzan el Valanginiano inferior, y ser cubierta por la Formación Agrio, que comienza en el Valanginiano superior (Leanza y Hugo, 2001).

Litología y Distribución

En la zona de estudio, esta formación se encuentra aflorando en el sector oeste, conformando una franja de orientación NE-SO de bancos casi

verticales, mientras que en el sector NE aflora en el núcleo del anticlinal de Pampa Tril, donde los bancos poseen una leve inclinación.

Litológicamente, como fue mencionado anteriormente, está constituida por areniscas con contenido calcáreo, niveles pelíticos y coquinas (Leanza y Hugo, 1999).

Paleoambiente sedimentario

Según Leanza y Hugo (1999), las litologías de esta formación suelen aparecer ordenadas en secuencias depositacionales generadas por las oscilaciones del nivel del mar.

Relaciones estratigráficas

Esta formación se encuentra por encima de los sedimentos de centro de cuenca de Vaca Muerta, y son cubiertos por los depósitos del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio.

Formación Agrio (Weaver, 1931)

Valanginiano Superior-Barremiano Inferior

Se denomina así a un conjunto de estratos gris blanquecinos, que en la zona estudiada, están compuestos principalmente por margas y calizas bituminosas de origen marino, con la intercalación de un nivel de areniscas de origen continental.

Antecedentes

Fue Weaver (1931) quien describió por primera vez esta formación y estableció su localidad tipo en ambas márgenes del río Agrio, al oeste de la vieja ruta nacional nº 40. Está compuesta por sedimentitas marinas y continentales, que se desarrollan entre las Formaciones Mulichinco y Huitrín (en la base y tope respectivamente). Hacia los márgenes este y sur de la cuenca, las sedimentitas marinas de la formación gradan a sedimentitas rojas continentales de las Formaciones Centenario y La Amarga respectivamente (Spalletti et al., 2001).

La Formación Agrio se ha dividido inicialmente en tres miembros: Miembro Inferior, Miembro Avilé y Miembro Superior. Posteriormente, como las denominaciones de Agrio Inferior y Superior no cumplían con las normas establecidas por el Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica del año 1993 (Comité Argentino de Estratigrafía, 1993) fueron modificadas, por lo cual, actualmente los Miembros Inferior y Superior se denominan Miembro Pilmatué y Miembro Agua de la Mula, respectivamente (Leanza y Hugo, 2001).

Litología y Distribución

De acuerdo a Weaver (1931), la Formación Agrio, en las inmediaciones de la zona de estudio, está representada por intercalaciones de pelitas y carbonatos que alcanzan una potencia de 1125 m.

El Miembro Pilmatué está compuesto por 600 m de pelitas y margas marinas con intercalaciones de areniscas y carbonatos (*wackestones* y *packstones*). El Miembro Avilé consiste en 40 m de areniscas con conglomerados finos y pelitas subordinadas, que han sido interpretados como depósitos fluviales y eólicos (Aguirre Urreta y Rawson (1997), en Spalletti et al., 2001). El Miembro Agua de la Mula está representado por una sucesión de pelitas, margas, calizas bituminosas y calizas bioclásticas, que en el sector de Loma La Torre posee una potencia de 264 m.

En la zona de estudio, se hallan expuestos los tres miembros de esta formación. En el sector donde se levantó el perfil afloran los Miembros Avilé y Agua de la Mula, este último en bancos de baja inclinación a horizontales. A su vez, el Miembro Pilmatué aflora el flanco oriental de anticlinal de la Yesera, representado por bancos de alta inclinación.

Paleoambiente sedimentario

Los miembros Pilmatué y Agua de la Mula, se caracterizan por haberse depositado en ambientes marinos de rampa carbonática, ya que están compuestos predominantemente por pelitas y pelitas calcáreas verdes a gris oscuras, con intercalaciones limoarenosas y de calizas bioclásticas (Weaver, 1931, Uliana et al., 1977, Leanza y Hugo, 2001, Lazo et al., 2003). En el capítulo siguiente se realiza un análisis detallado sobre las facies del Miembro Agua de la Mula en la zona relevada, y su evolución paleoambiental.

Por otro lado, el Miembro Avilé, de origen continental, representa un breve episodio de desecación en la cuenca (Legarreta, 2002) y fue adjudicado por Aguirre Urreta y Rawson (1997) al intervalo Hauteriviano tardío.

Relaciones estratigráficas

La Formación Agrio se encuentra cubriendo de forma concordante a los depósitos de la Formación Mulichinco, mientras que en el sector superior, se halla cubierta de forma discordante por las areniscas de la Formación Huitrín (Figura 2.4).

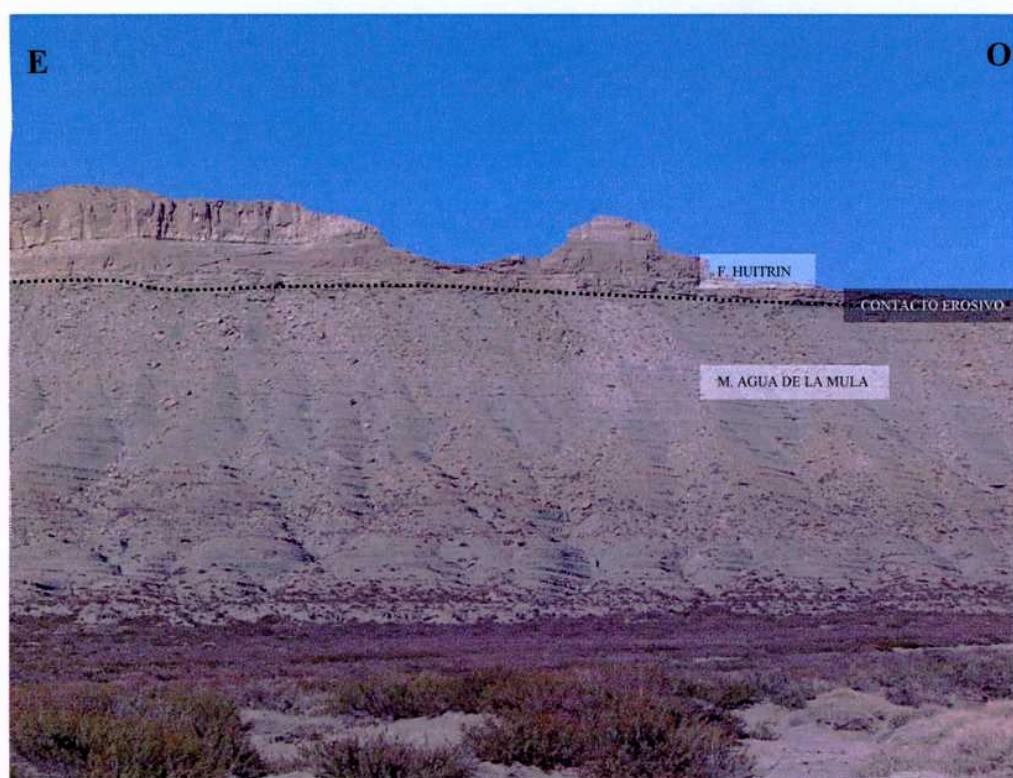


Figura 2.4. Vista hacia el sur, donde se ve Loma la Torre. Se puede apreciar el contacto erosivo entre la Formación Agrio (M. Agua de la Mula) y la Formación Huitrín.

Formación Huitrín (Marchese, 1971)

Barremiano Superior - Aptiano Inferior.

Se denomina así a la sucesión de areniscas, pelitas y evaporitas constituidas por anhidrita, observada en la zona de estudio.

Antecedentes

Esta formación fue denominada como Huitríniano (Groeber, 1946), reemplazando en la nomenclatura al antiguo Yeso de Transición de Groeber (1929). Posteriormente esta nomenclatura fue modificada por Formación Huitrín por Marchese (1971), para cumplir con las normas del código estratigráfico.

Esta formación actualmente está integrada por los miembros: Chorreado, Troncoso, La Tosca y La Salina, aunque persiste cierta discusión sobre la inclusión del primero de ellos (Legarreta y Gulisano, 1989). En este estudio se tuvieron encuentra los depósitos aflorantes correspondientes al Miembro Troncoso. El mismo fue dividido en una sección inferior y otra superior de acuerdo a Legarreta (1985, en Leanza 2002).

Litología y Distribución

En la zona de estudio, esta formación se encuentra aflorando en el sector de Loma la Torre, conformando el tope de la barda con bancos de leve inclinación. Se reconocen los Miembros Troncoso Inferior y Superior solamente, ya que como se describirá a continuación, las condiciones de deposición del Miembro Troncoso Inferior dieron lugar a la erosión del Miembro Chorreado, en el área relevada (Legarreta, 2002).

Litológicamente, el Miembro Troncoso Inferior (Figura 2.5) está representado por areniscas finas, con base ondulosa e intercalación de pelitas grises y verdes. Es común que presente estratificación entrecruzada, e intraclastos pelíticos en la base. Hacia la parte superior, está representado por areniscas finas bien seleccionadas con el mismo tipo de estructura pero a mayor escala. El Miembro Troncoso Superior (Figura 2.6) está representado por un potente banco de anhidrita nodular, con láminas carbonáticas delgadas con laminación criptoalgal en la base (ver perfil en Anexo III).



Figura 2.5. Se observan los potentes bancos de areniscas del Miembro Troncoso Inferior. Presentan estratificación entrecruzada.



Figura 2.6. En esta fotografía se puede observar el contacto entre las arenas del Miembro Troncoso Inferior y los bancos de anhidrita del Miembro Troncoso Superior.

Paleoambiente sedimentario

Los sedimentos pertenecientes a esta formación se han depositado en un momento de descenso relativo del nivel del mar, cuando las plataformas precedentes estuvieron sujetas a exposición subaérea. El cambio notable surgió con el evento de desecación del Aptiano donde se acumularon las areniscas y pelitas propias de un sistema fluvial efímero. Asociado a estos depósitos se identifica a la sección de areniscas bien seleccionadas como depositadas en un ambiente eólico. Posteriormente, el nivel de base comenzó a ascender dando lugar a un ambiente marino hipersalino en el cual se acumularon las evaporitas del Miembro Troncoso Superior (Legarreta, 2002).

Relaciones estratigráficas

La Formación Huitrín se encuentra cubriendo en forma discordante los sedimentos de la Formación Agrio y es cubierta concordantemente por la Formación Rayoso. Estas relaciones son las que permiten asignarle la edad a la Formación Huitrín, ya que la falta de faunas de amonites como consecuencia de la restricción paleogeográfica en el Aptiano-Albiano, dificulta las dataciones de las sucesiones comprendidas en estas edades (Legarreta y Uliana, 1991). De esta manera, la asignación cronológica de esta unidad está basada en los registros ammoníticos de la Formación Agrio, foraminíferos barremianos en el Miembro La Tosca y la presencia de palinomorfos entre el Miembro La Tosca y el Miembro Troncoso.

Capítulo 3

Análisis Estratigráfico

Introducción

En la zona sur de Pampa Tril se relevó un perfil litoestratigráfico del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio y de los Miembros Troncoso Inferior y Troncoso Superior de la Formación Huitrín. El mismo consta de 312 m de potencia y fue descripto en base al reconocimiento de distintas facies. Esta diferenciación se realizó teniendo en cuenta la litología, estructuras sedimentarias, contenido fósil, superficies limitantes, y grado de bioturbación de las unidades.

A su vez, se seleccionaron muestras de diferentes facies para realizar un estudio del contenido y tipo de materia orgánica. Esta práctica se llevó a cabo en el laboratorio GeolabSur S.A. e incluyó análisis de COT y Pirólisis (mediante el método de Rock Eval).

El Miembro Agua de La Mula de la Formación Agrio en el perfil Loma la Torre:

Definición e interpretación de facies de base a techo

Facies 1 (F1):

Esta facies está compuesta por calizas negras masivas que en superficie de meteorización presentan un color blanco amarillento. Se observan conchillas de bivalvos y moldes de amonites colapsados (Figura 3.1) en el techo, de aproximadamente 3 cm de diámetro. En posiciones superiores del perfil, no sólo se observa un aumento del diámetro de los moldes de amonites, alcanzando los 10 cm, sino que también es notable una disminución en la

concentración tanto de los moldes de amonites como de las conchillas de bivalvos que en algunos sectores están ausentes.

Las muestras de esta facies evidenciaron contenido de materia orgánica, pero en bajas proporciones.



Figura 3.1. Detalle de los moldes de amonites encontrados en disposición horizontal en los bancos de la F1. Se observa la línea de colapso de los amonites que indicaría ambientes de muy baja energía.

Los bancos de esta facies suelen presentar un espesor de 0,25 m, con base y techo netos y concordantes.

Se intercala con bancos de 1 m de espesor promedio compuestos por calizas fina masiva negra, levemente margosa. En la superficie de meteorización presentan color gris blanquecino.

Según la clasificación de Dunham (1962), esta facies corresponde a una intercalación de *wackestones* y *mudstones* que estarían representados por los últimos bancos descriptos.

Interpretación

La presencia de carbonatos y la falta de material clástico, permite identificar a esta facies como el producto de la deposición en un ambiente marino de escaso dinamismo, por debajo del nivel de acción de olas de tormenta, donde el aporte terrígeno está casi ausente.

A su vez, los amonites colapsados indican que la conchilla no estaba rellena de sedimentos en el momento del colapso (Scasso et al., 2005). Esto es el resultado del enterramiento y disolución de la conchilla (Seilacher et al. 1976; Maeda & Seilacher, 1996), en un ambiente tranquilo donde las corrientes de fondo están ausentes.

Facies 2 (F2):

Esta facies está compuesta por calizas negras masivas, que en superficie de meteorización presentan una coloración grisácea. Se observan concreciones desde 5 a 20 cm de largo. El contenido fosilífero está representado por gastrópodos de espira larga dispersos y muy pequeños (< 1 cm) en la base (Figura 3.2), que hacia una posición más alta estratigráficamente aumentan en concentración y tamaño (1 cm largo y 0,5 de ancho), presentando una disposición caótica. También posee restos de amonites orientados horizontalmente (Figura 3.3).



Figura 3.2. Detalle de las conchillas de gastrópodos de espira larga observadas en la base de los bancos de F2.

Se observaron tres muestras de esta facies al microscopio (ver Anexo I), donde se corrobora lo visto en el afloramiento, y se las clasifica como wackestone según Dunham 1962 (Figura 3.4).

Estos bancos presentan un espesor de 0,6 m con base y techo transicionales y concordantes. También se ven intercalaciones de caliza margosa de 20 cm de potencia.



Figura 3.2. Detalle de los moldes de amonites encontrados en disposición horizontal en los bancos de la F2.

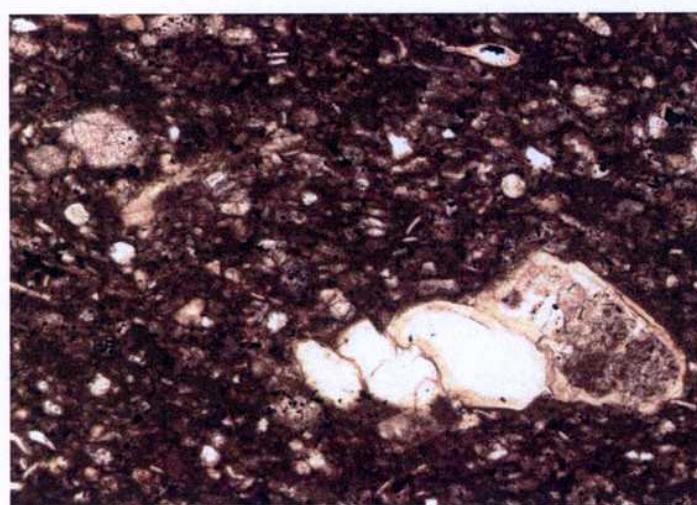


Figura 3.4. Detalle de restos de conchillas de gastrópodos de espira larga observados al microscopio de las muestras de la F2. Aumento ocular: 10x.

Interpretación

La presencia de organismos bentónicos, la falta de materia orgánica y las características masivas de estos bancos, indican un ambiente depositacional subóxico rico en nutrientes en un ámbito marino. Las observaciones al microscopio, evidencian signos de bioturbación, y además la presencia de radiolarios indicaría un ambiente tranquilo con sedimentación pelágica. A su vez, la presencia de carbonatos permite inferir que el aporte terrígeno es escaso. La presencia de horizontes de concreciones ratificarían lo dicho anteriormente, ya que evidencian momentos de aporte clástico restringido y mínima tasa de sedimentación (Van Wagoner et al., 1990).

Facies 3 (F3):

Esta facies se encuentra escasamente en la base del perfil, representada por horizontes de 7 cm de espesor de color naranja. Corresponde a material piroclástico de grano fino muy poco consolidado, reemplazado por yeso.

Su base y techo son netos y concordantes.

Interpretación

Estos depósitos son el resultado de caída de cenizas distales, probablemente relacionadas a volcanismo explosivo del arco magmático (Spalletti et al., 2001).

Facies 4 (F4):

Esta facies está compuesta por pelitas calcáreas negras lajosas laminadas, tipo papirácea, con gran contenido de materia orgánica. Según los análisis geoquímicos el contenido orgánico estaría representado por querógeno de tipo 1.

Se observan restos de conchillas de bivalvos y moldes de amonites.

Los bancos suelen presentar un espesor de 1 m con base y techo transicionales y concordantes.

Dentro de estas facies se distinguen bancos con mayor contenido calcáreo con restos de bivalvos (*Neocomiceramus Curacoensis*, Lazo 2006). Suelen ser de la misma potencia que los bancos anteriores y se encuentran coronando ciclos granocrecientes (Figura 3.5).



Figura 35. En esta foto se observa el arreglo granocreciente de la F4. Los bancos que coronan estos pequeños ciclos poseen mayor contenido calcáreo.

Se han analizado dos muestras de esta facies al microscopio (ver Anexo I) y se ha corroborado la presencia de material muy fino, una matriz micrítica, y fragmentos de conchillas (Figura 3.6).



Figura 3.6. Se puede observar el contenido de material fino de la muestra y su matriz micrítica. La materia orgánica corresponde al material intersticial de color castaño. También se ven fragmentos de conchillas (sector inferior derecho). Aumento ocular: 2,5x

Interpretación

Esta facies es interpretada como depósitos marinos de centro de cuenca, producto de la decantación de material fino. La presencia de materia orgánica y fauna preservada indicaría una estratificación de las aguas, con un fondo anóxico que permitió la conservación de materia orgánica, y un ambiente subóxico a óxico somero que dio lugar al desarrollo de los amonites.

A su vez, la presencia de depósitos con mayor contenido calcáreo y preservación de fauna (conchillas de bivalvos, *Neocomicerasmus Curacoensis*) indicaría una reducción del aporte terrígeno, y leve aumento en la oxigenación del fondo, ya que estos bivalvos se considera que pueden habitar fondos marinos con bajos niveles de oxigenación (Lazo, 2006).

Facies 5 (F5):

Esta facies está representada por calizas negras margosas con laminación horizontal difusa. En superficie de meteorización son de color gris blanquecino y aspecto lajoso. Se observan amonites colapsados dispuestos en forma horizontal.

En una posición superior estratigráficamente se observa una gran concentración de valvas de bivalvos, amonites y gastrópodos de espira larga. Algunas valvas alcanzan 10 cm de largo.

El contenido de materia orgánica de esta facies es alto, y según los estudios geoquímicos correspondería a querógeno de tipo 1.

Son bancos tabulares con base y techo transicionales y concordantes, que suelen presentar un espesor de 0,7 a 2,3 m. Es común que estos bancos se ubiquen coronando los ciclos granocrecientes representados por las facies F4.



Figura 35. En esta foto se observa el arreglo granocreciente de la F4 y el banco de F5 coronando este arreglo.

Interpretación

La presencia de material fino laminado, material carbonático y el alto contenido de materia orgánica permiten inferir un ambiente marino, situado por debajo del nivel de olas de tormenta, para esta facies. La línea de costa se encontraría en una posición lejana, ya que el aporte terrígeno es escaso.

Al igual que la facies anterior, la presencia de moldes de amonites evidenciaría un ambiente superficial oxigenado, propicio para el desarrollo de los organismos. A su vez, el alto contenido de materia orgánica indicaría que las condiciones del fondo marino permitieron su preservación. Por lo cual, se infiere al igual que en la facies F4 un ambiente de aguas estratificadas (Spalletti et al., 2001). La existencia de conchillas de otros organismos, podría deberse a cambios estacionales en las condiciones de oxigenación del fondo, o podría atribuirse a que esos organismos eran aptos para habitar ambientes con niveles restringidos de oxigenación.

Facies 6A (F6A) y 6B (F6B):

La facies F6A está compuesta por pelitas negras masivas (Figura 3.7). El contenido fosilífero está representado por moldes de amonites. Es característica la presencia de niveles de concreciones calcáreas de un espesor aproximado de 0,1 m, espaciados 0,2 a 3 metros. Las mismas son de color gris por fuera y negras por dentro, presentando formas circulares y elipsoidales (Figura 3.8).

Se ha detectado un alto contenido de materia orgánica en esta facies (aunque menor comparada con la facies anterior) que corresponde a querógeno de tipo 3.

Los bancos suelen presentar un espesor de 1 a 7 m con base y techo transicionales y concordantes.

La facies F6B es similar a la F6A, compuesta por pelitas negras masivas. No se ha observado contenido fosilífero y los bancos poseen base y techo netos y concordantes.

En el microscopio se ha visto la predominancia de granos muy finos de origen clástico (ver Anexo I).



Figura 3.7. En esta foto se observa la apariencia en afloramiento de la F6A. Se pueden ver los niveles de concreciones de disposición horizontal.



Figura 3.8. Detalle de las concreciones encontradas en la F6A.

Interpretación

La presencia de material fino, materia orgánica y la escasa presencia de material carbonático permiten inferir que esta facies fue depositada por decantación de finos en suspensión en un ambiente marino por debajo del nivel de olas de tormenta, reflejando un gran aporte de material terrígeno y condiciones anóxicas favorables para la preservación de la materia orgánica (Spalletti et al., 2001).

Los niveles de concreciones se interpretan como horizontes condensados que indicarían, al igual que en la facies F2, momentos de aporte clástico restringido y baja tasa de sedimentación.

Facies 7 (F7):

Esta facies está compuesta por limolitas levemente margosas masivas color gris plomo, que presentan coloración naranja en superficie de meteorización. No se observan fósiles.

Los bancos suelen presentar un espesor promedio de 0,3 m con base y techo netos y concordantes.

En el afloramiento estos bancos sobresalen como crestones. Es común que aparezcan en dos capas paralelas muy próximas y material de F6 en el medio (Figura 3.9).

Se diferencian bancos que presentan mayor proporción de carbonato y en algunos sectores presenta una laminación horizontal. Con un mayor contenido fosilífero, presentando conchillas pequeñas rotas y dispersas.

Estos últimos suelen presentar espesores que van desde 0,5 m a 1,5 m con base y techo netos y concordantes.



Figura 3.9. En esta foto se observa dos bancos paralelos de la F7, color naranja, con material de la F6 intercalado.

Interpretación

El tamaño de grano fino de esta facies indica un ambiente marino profundo, por debajo del nivel de olas de tormenta, pero a diferencia de las facies anteriores presenta una mayor cercanía a la línea de costa ya que la aparición de esta facies limosa indica un mayor aporte terrígeno.

A su vez, los bancos que presentan conchillas fragmentadas podrían indicar que han sido depositados por corrientes de densidad provocadas por tormentas que afectan las áreas más someras (Uliana et al., 1977).

Facies 8 (F8)

Esta facies está representada por un nivel de 0,15 m de espesor de tobas blancas. Se presenta en una capa continua en el sector medio del perfil.

Interpretación

Correlacionando esta facies con la Facies 10 de Spalletti et al., 2001, estos depósitos se interpretan como el resultado de caída de cenizas distales, probablemente relacionadas a volcanismo explosivo del arco magmático (Spalletti et al., 2001). Pero en este caso, debido al tamaño de grano más grueso que la F3, se inferiría una posición más próxima al centro emisor, probablemente el arco volcánico.

Facies 9A (F9A) y 9B (F9B):

La facies F9A está compuesta por una coquina de color negro. Se observa una gran concentración de conchillas y otra fauna rota, con signos de retrabajo. Se diferencian conchillas de bivalvos, de tamaño variado entre 2 mm a 2 cm, y amonites de al menos 8 cm de diámetro (Figura 3.10). En algunos sectores se observan concreciones de forma elipsoidal.

Los bancos suelen presentar un espesor de 0,5 a 1,2 m con base y techo netos.



Figura 3.10. En esta foto se observa el detalle de los fragmentos de conchillas presentes en la F9.

La facies F9B está representada por calizas bioclásticas color castaño, y se encuentran muy bioturbadas. Se observaron restos de amonites, conchillas de bivalvos y tubos horizontales

Interpretación

La presencia de carbonatos y evidencia de fauna retrabajada y fragmentada, indica que esta facies se depositó en un ambiente marino de alta energía, cercano a la línea de costa, con un aporte terrígeno restringido.

Facies 10 (F10)

Esta facies está compuesta por areniscas finas color gris con laminación ondulítica simétrica. En la base presenta marcas de punzamiento orientadas. Se midieron las paleocorrientes dando como resultado una dirección aproximadamente N-NO/S-SE (Azimut 335°). Las óndulas se caracterizan por tener una longitud de onda de 0,07 a 0,1 metros, y una altura de 0,07 metros. En algunos sectores la capa presenta deformación, por lo cual las ondulitas se ven alargadas y achatadas. Hacia una parte superior estratigráficamente, se ve estructura monticular tipo hummocky.

Los bancos suelen presentar un espesor de 0,7 m con base levemente ondulosa.

Interpretación

La granulometría de esta facies junto con las estructura ondulítica permiten inferir que fue depositada en un ambiente marino costero, por encima del nivel de base de olas de buen tiempo. Las óndulas simétricas se formaron como producto de la interacción de flujos oscilatorios con un fondo marino arenoso.

A su vez, las marcas de base junto con la estructura monticular observadas en algunos sectores, podrían indicar un episodio inicial de erosión ocasionado por flujos de tormenta durante un período de descenso relativo del nivel de base (Veiga et al., 2005).

Facies 11 (F11)

Esta facies está conformada por la intercalación de niveles de 0,5 m de pelitas verdes laminadas con limolitas masivas color gris (Figura 3.11). Se observan capas de 0,05 m con gradación directa desde limo grueso/arena fina hasta arcillita. Esta facies se caracteriza también por la aparición de intercalaciones de arena fina masiva color gris de 0,05 m de espesor y que en algunos sectores presenta laminación ondulítica.

Conforman bancos tabulares con base y techo neto que no superan 1 m de espesor.

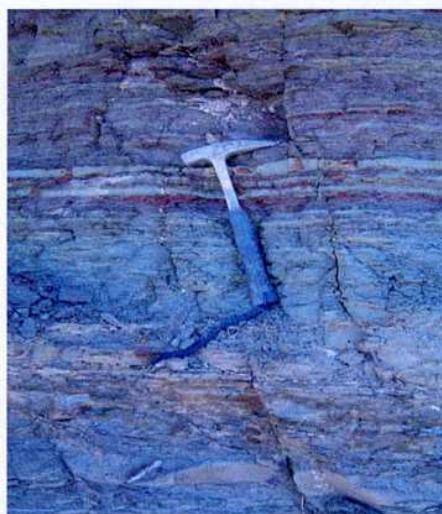


Figura 3.11. En esta foto se observan las pelitas laminadas color verde y rojizo típicas de la F11.

Interpretación

El arreglo de esta facies indicaría una sedimentación por decantación de material fino alternando con otra producto de flujos oscilatorios. Esto evidenciaría que esta facies se habría depositado en una posición intermedia entre el nivel de base de olas de tormenta y el de buen tiempo. Durante los intervalos de buen tiempo se produjo la decantación de finos, mientras que en los intervalos de tormenta la interacción del oleaje con el sustrato dio lugar a la

depositación de las areniscas con estructura masiva o laminación ondulítica de oleaje (Reading y Collinson, 1996).

Análisis del contenido paleontológico

Durante el relevamiento del perfil litoestratigráfico, se observaron varios rastros de vida. Principalmente improntas y trozos de conchillas, junto con trazas de diferentes morfologías.

En este trabajo la Dra. Beatriz Aguirre Urreta analizó las impresiones de amonites, quien determinó que corresponden a impresiones de amonoideos del género *Crioceratites* que es muy abundante en el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio. Lo cual define una edad haueriviana tardía para las capas portadoras (Beatriz Aguirre Urreta, *com. per.*, 2009).

Estas muestras analizadas se ubican a lo largo de los 55 m basales del perfil, correspondiendo a litologías de la F2, F4 y F5 (Figura 3.12).

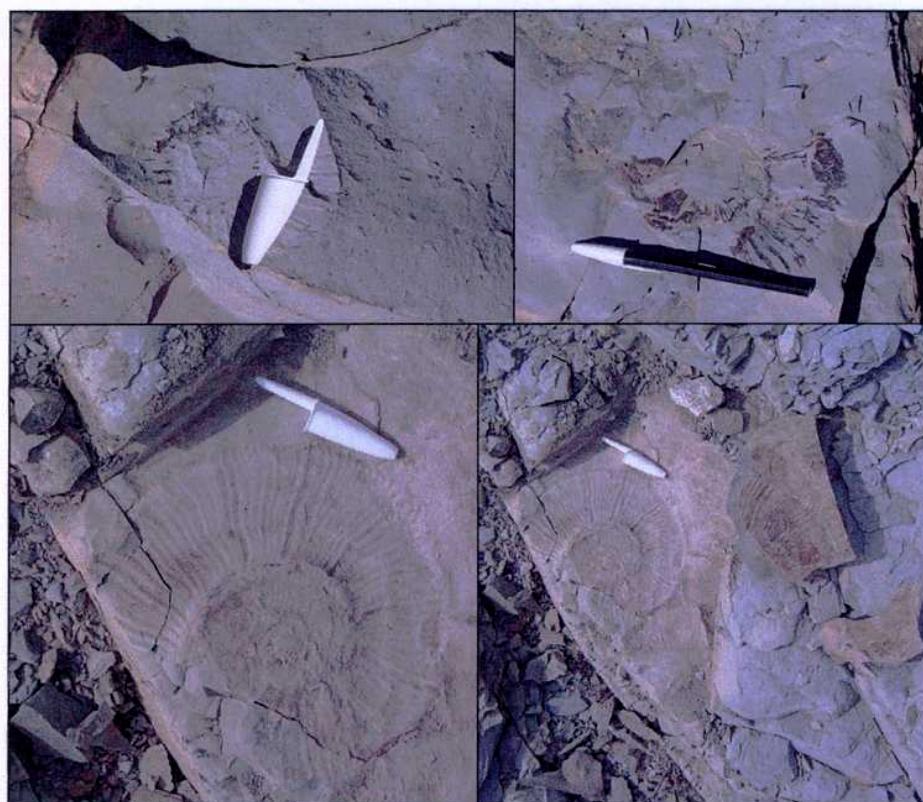


Figura 3.12. Se detalla en las fotos las improntas de los amonites analizadas por Beatriz Aguirre Urreta.

Análisis geoquímico y petrográfico de la materia orgánica

Durante el trabajo de campo, se tomaron varias muestras para la realización de análisis geoquímicos. Dichos estudios incluyeron métodos geoquímicos y métodos ópticos, que se detallarán más adelante.

La selección de las muestras para estos análisis se realizó teniendo en cuenta el contenido de materia orgánica en las rocas, su coloración en superficie fresca (predominantemente oscura) y la textura muchas veces papirácea.

Métodos geoquímicos

Los dos métodos geoquímicos realizados fueron **Carbono Orgánico Total (COT)** y **pirólisis Rock-Eval** (Espitalié et al. (1977), en Bordenave et al., 1993). Son métodos simples y rápidos que dan idea de la cantidad de carbono orgánico de la roca, permitiendo realizar una primera estimación de su madurez, su potencial generador y el tipo de materia orgánica.

El primero de los métodos utilizados, **COT**, representa la medida del carbono orgánico total de la roca, incluyendo al querógeno y bitumen (que corresponden a la porción de materia orgánica insoluble y soluble, respectivamente, en solventes orgánicos que se ha conservado en las rocas sedimentarias). Conforma uno de los parámetros básicos para interpretar cualquier otra información obtenida por métodos geoquímicos (Bordenave et al., 1993). El valor mínimo esperado para que una roca pueda generar y expulsar hidrocarburos debe ser 0,5% para pelitas y un poco menos para rocas carbonáticas. Valores menores no permiten que el hidrocarburo generado sature a la roca madre, lo cual es el principal requisito para que se produzca la expulsión previa a la migración del mismo (Mackenzie y Quigley, 1988). Según la figura 3.13, se observa que el valor promedio no supera los 2,2 % en rocas generadoras.

Rock Type	COT %
Average for all shales	0.8
Average for shaly source rocks	2.2
Average for calcareous shale source rocks	1.8
Average for carbonate source rocks	0.7
Average for all source rocks	1.8

Figura 3.13. Valor promedio de COT en rocas generadoras. Diagrama extraido de la materia Geología de Combustibles (Dpto. de Geología, FCEN, UBA).

Es generalmente aceptado, que un alto valor de **COT** indicaría que una roca madre es capaz de generar hidrocarburos. Sin embargo no todas las rocas con alto contenido de carbono orgánico corresponden a rocas con gran potencial de generación de hidrocarburos. Por lo cual, hay que tener en cuenta que el **COT** es solo una primera aproximación y es necesario tener en cuenta el resultado de otros métodos geoquímicos (Bordenave et al., 1993).

Por esto se utilizó el segundo método, **pirólisis Rock-Eval**, que es una técnica estándar desarrollada por el Instituto Francés del Petróleo (Espitalié et al. (1977), en Bordenave et al., 1993). Los resultados que proporciona este estudio permiten una rápida caracterización del tipo y calidad de la materia orgánica, el potencial de la roca generadora, el contenido orgánico total y su historia termal.

Luego de seguir una metodología, que se detallara más adelante, se obtiene como resultado un pirograma. Este consta de tres picos **S₁**, **S₂** y **S₃**, que representan diferentes eventos (Figura 3.14). El pico **S₁** representa los hidrocarburos libres, petróleo y gas, contenidos en la materia orgánica que son vaporizados a bajas temperaturas (300 °C), y se expresa en mg de hidrocarburo por g de la roca (mg HC/g). A medida que aumenta la temperatura, se obtiene el pico **S₂** que representa la cantidad de hidrocarburos producidos por la ruptura del querógeno, y se mide en mg HC/g de la roca. Se produce a una temperatura conocida como **Temperatura Máxima** (Tmax), proporcionando información acerca de la cantidad total de petróleo y gas que pueden ser producidos por la roca durante una maduración termal completa en un sistema abierto. Es decir, el actual potencial generador de la roca analizada.

El pico **S₃** representa los compuestos oxigenados, como agua y gases (CO y CO₂), que provienen de la descomposición del querógeno a temperaturas menores de 400 °C, y se mide como mg CO₂/g de la roca (Bordenave et al., 1993).

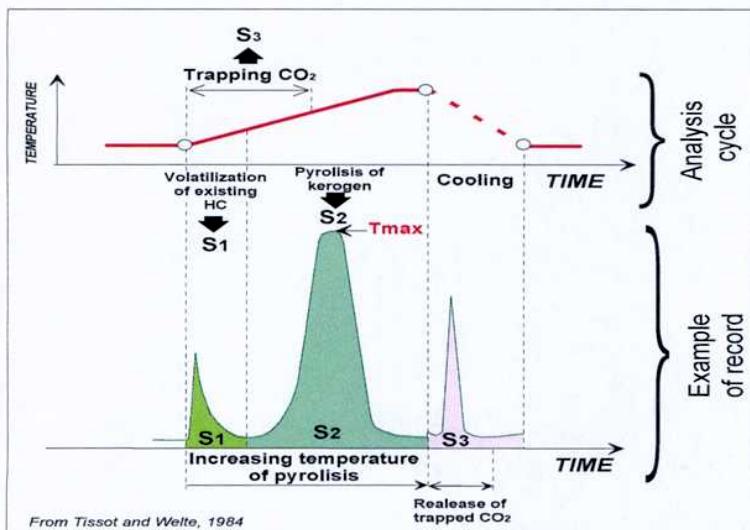


Figura 3.14. Esquema de un pirograma mostrando los picos S₁, S₂ y S₃, y la evolución de los compuestos durante el proceso de pirolisis. Extraido de la materia Geología de Combustibles (Dpto. de Geología, FCEN, UBA).

Si bien estos parámetros sirven para hacer la evaluación del potencial generador (Figura 3.15), y el Tmax para el estado de madurez termal de la roca, existen relaciones entre estos parámetros que permiten evaluar con un mayor detalle a las rocas generadoras. Entre estas relaciones están el **Índice de Hidrógeno** ((S₂/COT) x 100) y el **Índice de Oxígeno** ((S₃/COT) x 100). Estos índices permiten discriminar el tipo de querógeno que posee la muestra y se interpretan en un diagrama, denominado Diagrama de Van Krevelen modificado (Figura 3.16) al reemplazar las proporciones de hidrógeno (H/C) y oxígeno (O/C) por los índices de hidrógeno y oxígeno respectivamente (Tissot, 1984).

Existing Hydrocarbon Potential	S2 mgHc/g rock
Poor	0-2.5
Fair	2.5-5
Good	5-10
Very Good	10-20
Excellent	>20

Figura 3.15. Este grafico representa el potencial generador de una roca madre según el valor de S2. Extraido de la materia Geología de de Combustibles (Dpto. de Geología, FCEN, UBA).

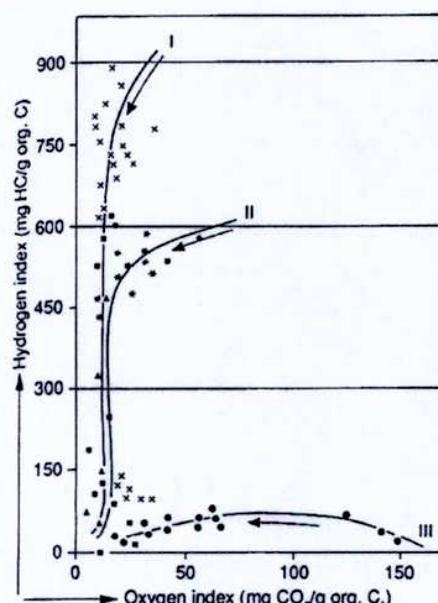


Figura 3.16. Diagrama de van Krevelen Modificado. Extraido de la materia Geología de de Combustibles (Dpto. de Geología, FCEN, UBA).

El diagrama de Van Krevelen modificado es el que se utiliza actualmente para reconocer los diferentes tipos de querógeno. Para cada clase de materia orgánica, este diagrama permite identificar una trayectoria de evolución desde un estadio inmaduro, hasta uno sobremaduro donde el hidrógeno y oxígeno

iniciales se han perdido. Es decir que si se ubica una muestra en el diagrama, se puede inferir el tipo de materia orgánica, según en qué curva caiga, el potencial generador y la madurez térmica, de acuerdo a la posición de la muestra en la determinada curva, y combinando estos datos se puede saber el tipo de hidrocarburo que es propensa a generar.

La identificación de querógenos es el método más confiable para caracterizar la naturaleza y el potencial petrolífero de una roca madre. Se tienen tres tipos principales de querógenos (Figura 3.16), tipo 1, con estructuras predominantemente alifáticas, mayormente depositado en ambientes lacustres, tipo 2, con estructuras alifáticas y/o aromáticas, generalmente relacionado a ambientes marinos reductores, y el tipo 3, con estructuras predominantemente aromáticas, que es derivado del material terrestre transportado a un ambiente marino o no marino de deposición (Tissot, 1984).

Métodos microscópicos

Estos análisis, se efectúan como complemento del estudio geoquímico en forma casi sistemática. La ventaja que proveen estas observaciones, es la de poder detectar heterogeneidades en la materia orgánica, que no son observables en los análisis geoquímicos. Además, permiten estimar el estado de madurez termal y tipo de la materia orgánica contenida en la muestra.

A continuación se detallan los métodos ópticos empleados:

- 1- Análisis visual del querógeno: se utiliza para determinar el tipo de materia orgánica. Las observaciones microscópicas se realizan mediante modalidad de luz blanca y de luz azul-ultravioleta. Se estima también la madurez térmica mediante la evaluación cualitativa de la fluorescencia y la determinación de IAT (Indice de Alteración Termal).
- 2- Medición de la Reflectancia de la Vitrinita (%Ro): se utiliza para determinar la madurez termal de la materia orgánica.

Dentro del primer grupo se incluyen los estudios de fluorescencia, análisis de palinofacies y el índice de alteración térmica, que se detallan a continuación.

El análisis de fluorescencia consiste en el estudio de la materia orgánica mediante luz ultravioleta incidente, en el cual un aumento de la madurez térmica se refleja en un progresivo deterioro de la fluorescencia.

Los análisis de palinofacies consisten en la definición de los componentes de la materia orgánica, mediante observaciones con luz transmitida. Generalmente, la mayor parte de las palinofacies caen dentro de los siguientes cuatro grupos: fragmentos orgánicos terrestres, microfósiles pelágicos, microfósiles bentónicos y fracción amorfa. Esta forma de identificar los restos orgánicos es útil para determinar el tipo de materia orgánica (querógeno tipo 1, 2 o 3) presente en la muestra, y también permite inferir el ambiente de deposición.

La técnica de medición del índice de alteración termal (IAT) se basa en los cambios de color del polen y las esporas como producto del aumento de la temperatura y se refieren a una escala de comparación visual. El uso de esta técnica es complementario ya que su subjetividad hace que esta técnica sea poco precisa.

El segundo grupo incluye solamente la determinación de la madurez termal según la reflectancia de la vitrinita (%Ro), que a diferencia de los anteriores, es un estudio que se realiza por medio de luz reflejada. Consiste en el estudio del grupo de la vitrinita (dentro de los grupos de macerales), constituido por materiales gelificados derivados de tejidos botánicos, y que se concentra mayormente en sedimentos de origen terrestre.

Este método se basa en que a medida que aumenta la profundidad (por ende la madurez térmica) a la que este grupo es sometida, se incrementa la orientación paralela de las unidades estructurales básicas polaromáticas (UEB) de sus componentes, derivando en un aumento de la reflectancia (Hoffmann y Jenker (1932), en Bordenave 1993).

Los resultados se leen a partir de histogramas de %Ro. El intervalo de valores del % Ro va desde 0,2% a 4%, siendo confiable para los umbrales de generación los valores a partir de 0.7 – 0.8 %Ro. Estos se obtuvieron gracias a

la calibración de este parámetro junto con otros indicadores geoquímicos en numerosas provincias petroleras del mundo.

Metodología

Todos los análisis, tanto geoquímicos como microscópicos, fueron realizados en GeolabSur S.A. Para la realización de los análisis, se describen a continuación los pasos realizados:

1- Durante el trabajo de campo, se seleccionaron las muestras que iban a ser sometidas a los análisis geoquímicos. Para eso se tuvo en cuenta que la muestra sea de grano fino, colores oscuros, que evidencien una posible componente de materia orgánica. A lo largo del perfil estratigráfico, se trajeron 7 muestras, realizando pequeños pozos de 30 cm de profundidad para obtener muestra fresca.

2- Durante el trabajo en laboratorio, se procedió a lavar y cepillar las muestras de roca, con el fin de quitarles cualquier contaminante. Se dejaron secar, y posteriormente se molieron las muestras, hasta quedar en granos de un tamaño inferior a 60 micrones.

3- Luego se separó la cantidad de muestra necesaria para los estudios correspondientes. Utilizando una balanza de alta precisión se pesaron 0,15 y 0,1 g de muestra para los análisis de COT (por duplicado) y pirólisis respectivamente.

4- Las muestras separadas para los análisis de COT, fueron sometidas a un ataque ácido con una solución concentrada de HCl, para eliminar cualquier resto de carbonato, y luego se dejaron reposar durante 3 hs. Esto es importante para evitar la interferencia de CO₂, proveniente de la descomposición de carbonatos a altas temperaturas, durante la medición (Bordenave et al., 1993).

5- Luego de las 3 hs de secado, las muestras se filtraron al vacío utilizando un filtro de fibra de vidrio. Cada filtro con muestra retenida se colocó en un crisol de porcelana y fue llevado a un horno de secado por 2 hs.

6- Por último, las muestras secas son introducidas en el equipo que realiza las mediciones de COT (Carbon Determinator EC12, Leco Corporation),

previamente calibrado (Figura 3.17). Como se anticipó en el paso 3, se realizaron dos mediciones por muestra, para corroborar las mismas. Los valores obtenidos a partir de la lectura directa del equipo, se transformaron por medio de una ecuación en los valores reales de COT de las muestras.



Figura 3.17. En esta foto se observa el aparato utilizado para medir el contenido de carbono total (COT) de las muestras.

7- Por otro lado se tiene la fracción de las muestras ya pesadas y separadas para el estudio de pirolisis rock-eval. Se colocó cada una de ellas en un crisol de acero (se maniobró con pinzas para evitar cualquier contaminación de la muestra), y se ubicaron en una plantilla metálica junto con una muestra estándar y dos crisoles vacíos ("blancos"). Luego se introdujo la plantilla en la cámara de pirólisis (Unidad Rock Eval II) para efectuar las mediciones (Figura 3.18).

8- A continuación se dio inicio al proceso de medición, durante el cual cada muestra es sometida a una temperatura inicial de 300°C, que comienza a elevarse, a una tasa de 25 °C por minuto, hasta alcanzar los 600 °C. Durante este intervalo se registran los picos S₁, S₂, S₃ y la Tmax. Estos datos se plotean en el pirograma que genera una computadora conectada al equipo (Figura 3.19).

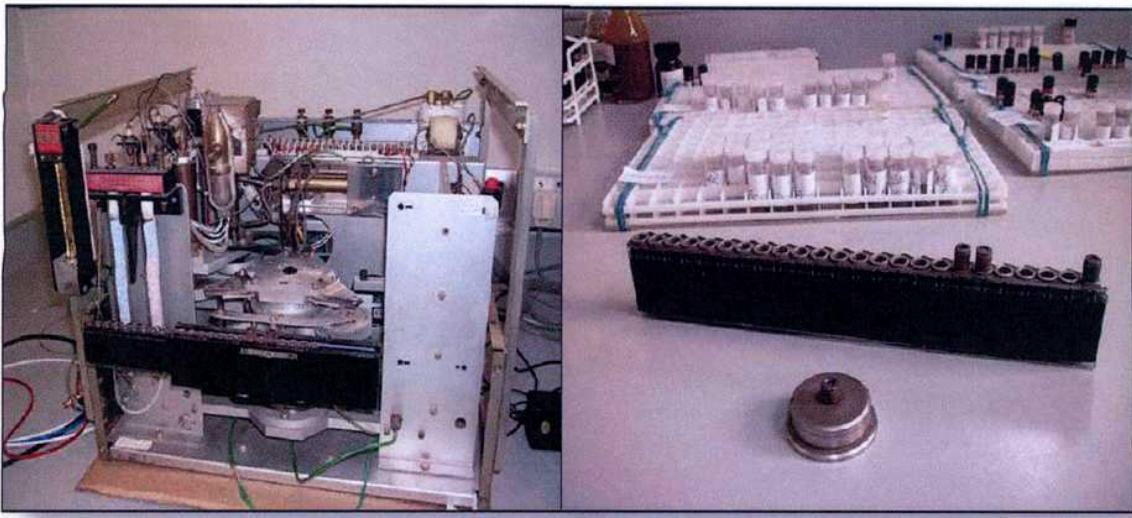


Figura 3.18. En esta foto se observa el aparato utilizado para las mediciones de pirólisis de las muestras.

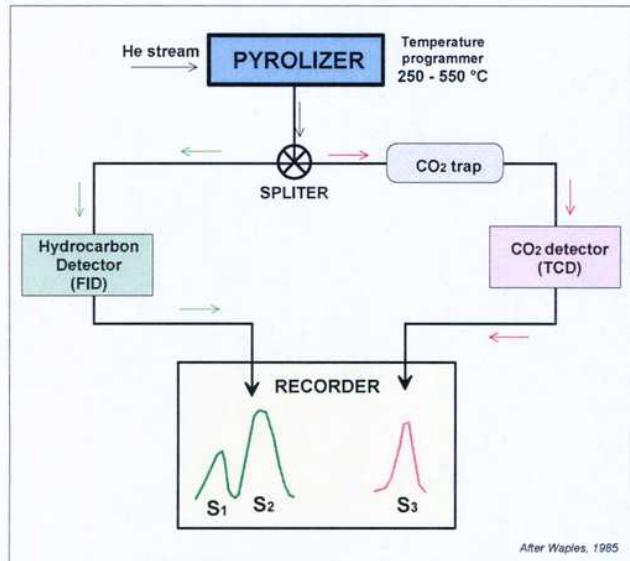


Figura 3.19. Diagrama mostrando el funcionamiento de un equipo de pirólisis rock-eval. Extraido de la materia Geología de Combustibles (Dpto. de Geología, FCEN, UBA).

9- Finalmente, con los resultados de COT y pirólisis de las muestras, se graficaron las mismas en un diagrama de Van Krevelen modificado (Figura 3.21). Teniendo en cuenta la ubicación de éstas en el diagrama, pudieron separarse las mismas en tres grupos diferentes de

acuerdo al contenido de materia orgánica. En base a eso se seleccionaron 5 muestras que posteriormente fueron analizadas al microscopio con más detalle, utilizando métodos ópticos.

Resultados

En base a los valores obtenidos de COT y pirólisis (Figura 3.20), se pueden diferenciar tres grupos con características diferentes. Una primera aproximación se hizo teniendo en cuenta uno de los parámetros calculados, el Índice de Hidrógeno, que muestra que las muestras de la base del perfil estratigráfico (ver perfil en el Anexo III), resaltadas en azul claro en la Figura 3.20, presentan los mayores valores. Mientras que las muestras resaltadas en rosado en la misma tabla, pertenecientes a una posición superior en dicho perfil, presentan valores moderados en comparación con el primer grupo. Por último, puede diferenciarse un tercer grupo, resaltado en gris en la tabla, con valores intermedios.

Con esta primera diferenciación se puede asumir que las muestras del grupo 1 presentan mayor contenido de materia orgánica con respecto a los otros dos. Esto evidenciaría que los sedimentos correspondientes a esas facies se han depositado en un ambiente tranquilo, estratificado, con alta contribución de material orgánico y por supuesto este ambiente dio lugar a una buena preservación de ese material depositado, por lo cual se infiere que era anóxico. La ubicación de las muestras de este grupo en el diagrama de Van Krevelen modificado (Figura 3.21) indicaría que la materia orgánica que poseen es proveniente de material algal, correspondiendo a querógeno de tipo 1.

Si tenemos en cuenta los valores de COT y del pico S_2 de la pirólisis para este grupo, se ve que las muestras son ricas a muy ricas en materia orgánica, y tienen un buen a muy buen potencial de generación de hidrocarburos. Utilizando estos datos, se construyó el diagrama S_2 vs COT (Figura 3.22), que permite identificar el tipo de querógeno presente en la roca, que en este caso corresponde a querógeno tipo 1. Para hacer un análisis más detallado se seleccionaron dos muestras de este grupo para el análisis microscópico, que se mencionará más adelante.

Las muestras del grupo 2, según el diagrama de Van Krevelen modificado (Figura 3.22), presentan una disminución en el índice de hidrógeno con respecto al grupo anterior. Esto puede atribuirse a un ambiente de deposición con mayor oxicidad, a un mayor aporte de plantas terrestres, o a ambos factores en conjunto. Para verificar estas hipótesis se tuvieron en cuenta los resultados del análisis microscópico de las muestras correspondientes a este grupo.

Teniendo en cuenta los valores de COT y S₂ para estas rocas se ve que la riqueza en material orgánico es buena, mientras que el potencial generador es pobre (S₂<2,5). La ubicación de las mismas en el diagrama S₂ vs COT indicaría una composición de la materia orgánica correspondiente a querógeno de tipo 3.

Muestra	TOC	S1	S2	S3	Tmax	HI	OI
	Wt. %	mg/g	mg/g	mg/g			
V1	0.54	0.30	1.72	0.25	434	319	46
V4	2.17	2.26	9.80	0.23	434	452	11
V7	3.07	2.28	15.35	0.25	431	500	8
AG20	1.71	1.29	8.24	0.23	436	482	13
AG26	0.80	0.17	1.89	0.21	431	236	26
AG27	1.33	0.15	0.92	0.13	432	69	10
AG33	1.22	0.16	1.99	0.14	433	163	11

Figura 3.20. Resultados de COT y pirólisis rock-eval.

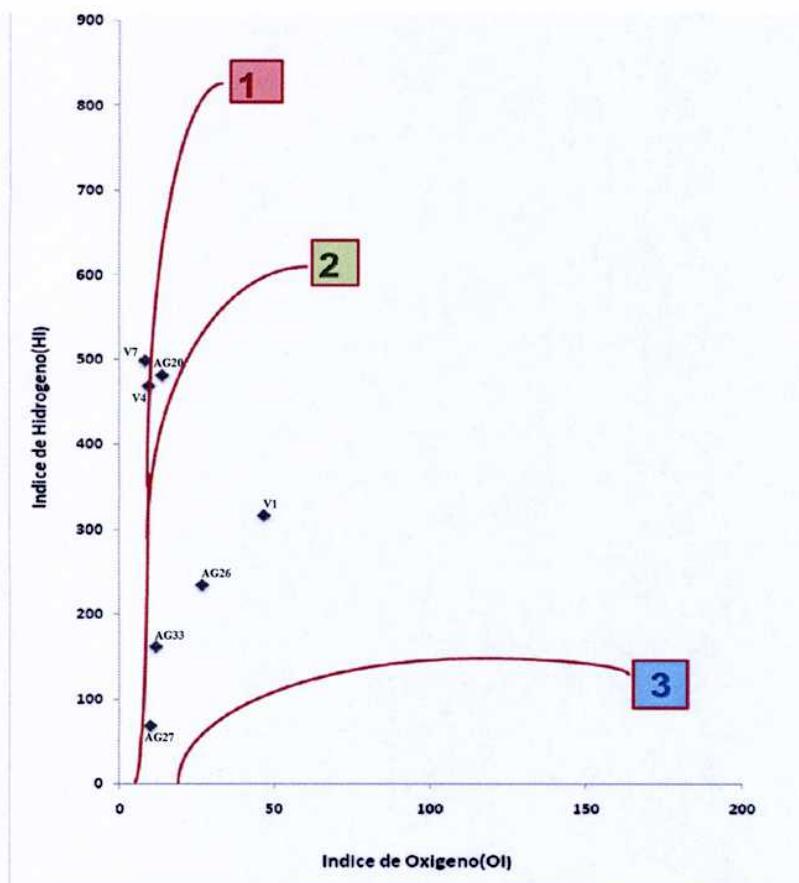


Figura 3.21. Ubicación de las muestras analizadas en el Diagrama de Van Krevelen modificado.

Por último, las muestras del tercer grupo verifican una posición intermedia entre los dos descriptos anteriormente en el diagrama de Van Krevelen. Con respecto al contenido de materia orgánica estas muestras son de pobre riqueza, y pobres generadoras de hidrocarburos. En el gráfico de caracterización de hidrocarburo se ubican en el grupo de querógeno tipo 2.

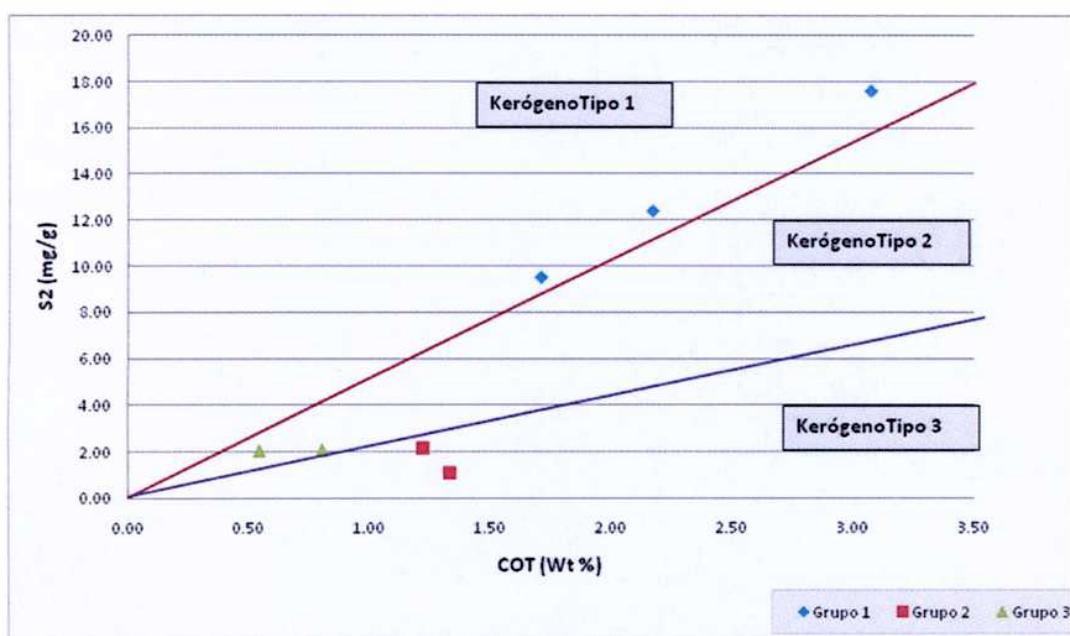


Figura 3.22. Ubicación de las muestras analizadas en el diagrama de S2 vs COT utilizado para identificar el tipo de querógeno.

Teniendo en cuenta el segundo estadio de los estudio de materia orgánica, que consisten en la observación al microscopio de las muestras, se obtuvieron los siguientes resultados (Figura 3.23).

MUESTRA	Tipo materia orgánica (Vol. %)					TAI	% Ro
	Am	Lp	Lñ	Cb	Fd		
V1	90	5	5	-	-	2+/(3-)	Ro 0.6-0.65%
V7	100	tr	tr	-	-	2+/(3-)	Ro 0.6%
AG20	100	tr	tr	-	-	2+/(3-)	Ro 0.6%
AG27	65	5	30	-	-	(2+)/(3-)	Ro 0.6%
AG33	85	5	10	-	-	(2+)/(3-)	Ro 0.7%

Figura 3.23. Tabla que muestra los resultados obtenidos a partir de los estudios microscópicos de la materia orgánica contenida en las muestras.

Referencias: Am: Materia orgánica amorfía. Lp: Materia orgánica liptinitica; Lñ: Materia orgánica leñosa; Cb: Materia orgánica carbonosa; Fd: Materia orgánica finamente dividida, apenas reconocible; tr: traza, TAI: Índice de Alteración Térmica; %Ro: reflectancia de la Vitrinita.

Los análisis microscópicos de las muestras del primer grupo presentan dominio exclusivo de querógeno amorfó lipídico derivado de contribución biológica acuática, de alta calidad, con fluorescencia dorada-ocre, asociado a trazas de liptinita (mayoritariamente liptodetrinita) con fluorescencia amarilla a ocre-naranja. Esta composición y características son consistentes con los datos Rock-Eval (alto índice de hidrógeno y buen potencial generador). Todo esto permite inferir lo dicho anteriormente, que estos sedimentos se depositaron en un medio fuertemente anóxico que permitió una alta preservación de la materia orgánica.

Las muestras analizadas del segundo se destacan por tener una participación significativa de material leñoso-carbonoso (30 a 10%), de origen terrígeno y un marcado empeoramiento de la preservación del material amorfó (fluorescencia apagada marrón marginal a medio-oscura). Los datos son consistentes con el registro Rock-Eval, y permiten despejar las dudas con respecto a la disminución del índice de hidrógeno en estas muestras. Lo cual tiene que ver con un aporte importante del continente y aumento de las condiciones de oxicidad y alteración del material orgánico.

En el tercer grupo, en base a estas observaciones, se puede decir que la muestra analizada registra dominio de materia orgánica también amorfá pero de calidad desmejorada, según se infiere de su textura y de la caída de la intensidad de fluorescencia y del corrimiento hacia colores marrón medio a opaco. La liptinita alcanza el 5%, con fluorescencia amarilla a naranja ocre. La proporción de material leñoso-carbonoso alcanza también valores cercanos a 5%. Por lo cual, siendo estos datos consistentes con los registros de Rock-Eval, se puede inferir que la asociación refleja participación, aunque menor, del continente y no muy buenas condiciones de preservación de la materia orgánica.

Por último, desde el punto de vista de la madurez térmica los valores de TAI, medidos sobre granos de polen, son del orden de 2+/(3-) a (2+)/3-, los cuales en conjunto con los valores preliminares obtenidos de %Ro (0,6-0,7) indican que el Miembro Agua de la Mula, en la zona estudiada, se encuentra en ventana temprana de generación de hidrocarburos.

Como antecedente de este tipo de estudios, Cruz et al. (1996) realizaron los mismos análisis de la materia orgánica contenida en rocas del Miembro Agua de la Mula, situadas a 30 km al oeste de la zona estudiada. Estos arrojaron resultados similares a los obtenidos en el presente trabajo.

Con respecto a los valores de %Ro, en este trabajo se obtuvieron valores en un rango de 0,6-0,7% Ro, mientras que en el trabajo citado los valores se sitúan en un rango de 0,6-0,8% Ro, ubicando al Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio en una posición inicial dentro de la ventana de pico de generación de petróleo.

Miembros Troncoso Inferior de la Formación Huitrín:

Definición e interpretación de facies

Facies 12 (F12):

Esta facies está compuesta por areniscas finas color blanquecino con estratificación entrecruzada de alto y bajo ángulo. Los sets de entrecruzamiento de alto ángulo tienen un espesor promedio de 0,4 metros y 0,2 metros los de bajo ángulo. Son características en la base las superficies de reactivación con pequeños *lags* de grava fina.

La base es ondulosa con un relieve de 0,2 m, compuesta de arena media, contiene clastos de mayor tamaño conformando los *lags* basales de reactivación (Figura 3.24). Estos clastos poseen la litología de las rocas infrayacentes pudiendo definirse como intraclastos.

Esta facies conforma en el afloramiento una pared de 15 m mínimos de espesor, con base ondulosa y techo neto. Se observa una intercalación de la F15 en el sector medio de 0,5 m de espesor.

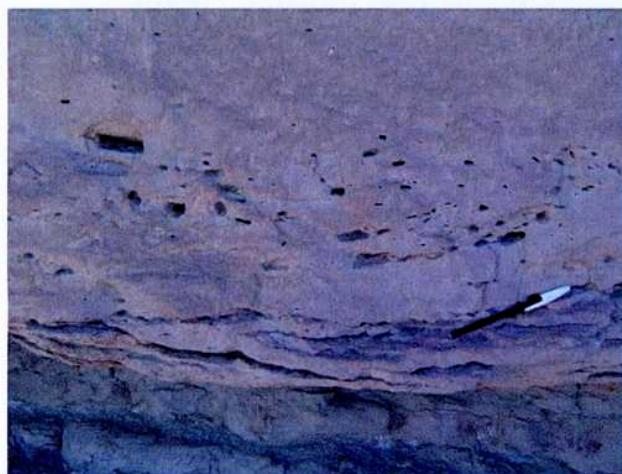


Figura 3.24. Se observa en la foto, las superficies de reactivación con pequeños intraclastos.

Interpretación

La presencia de areniscas, base ondulosa, intraclastos basales y estructura entrecruzada que presenta esta facies permite inferir un ambiente de deposición fluvial.

Según el arreglo interno de los bancos se trataría de un sistema fluvial entrelazado que refleja una baja tasa de acomodación. A su vez, la baja tasa de agradación favorece la amalgamación de los canales junto con la erosión y retrabajo de las facies subyacentes (Veiga et al., 2005).

Facies 13 (F13):

Esta facies está compuesta por areniscas finas color gris blanquecino con estructura entrecruzada tabular planar asintótica en la base. Se midió la actitud de las capas frontales resultando en $342^{\circ}/018^{\circ}$ (Figura 3.25).

Esta facies está representada en afloramiento por un banco de espesor potente, que se estimó en un mínimo de 25 m (esta estimación se debe al difícil acceso causado por la inclinación de la pendiente donde se exponen estos bancos), con base transicional y techo neto.

Se observan granos de cuarzo redondeados y otros granos color negro y rojizo bien seleccionados. Reacciona levemente con HCl, indicando la presencia de un cemento carbonático.



Figura 3.25. Se observan las capas frontales de la F13 en las que se midió el rumbo e inclinación con el fin de determinar la dirección de la paleocorriente.

Se analizó una de las muestras de esta facies al microscopio (ver Anexo I), y se observó la buena selección de los clastos, y su composición predominantemente terrígena (Figura 3.26).



Figura 3.26. Imagen tomada de microscopio donde se puede apreciar el tamaño fino de los granos de cuarzo, feldespato y líticos, y la buena selección de la muestra. Aumento ocular: 2,5x

Interpretación

Teniendo en cuenta la granulometría, selección, estructuras y potencia de esta facies se puede inferir que corresponde a depósitos de duna de gran escala, dentro de un ambiente eólico.

Según Veiga et al. (2005), estas dunas serían de tipo longitudinal, por lo cual la actitud de las capas frontales de la estratificación entrecruzada (342°) medidas indicaría una dirección del viento predominante hacia en NE.

Facies 14 (F14):

Esta facies está compuesta por arenas finas similar a la de la F13 pero se caracteriza por presentar estructuras de estratificación ondulítica con climbing (Figura 3.27). Las ondulitas son de 0,01 m de longitud de onda y 0,01 m de altura.

Presenta un espesor de 0,3 m con base ondulosa, preservando la forma de lecho del banco infrayacente. Presenta una morfología lenticular pasando lateralmente en forma transicional a la F15.

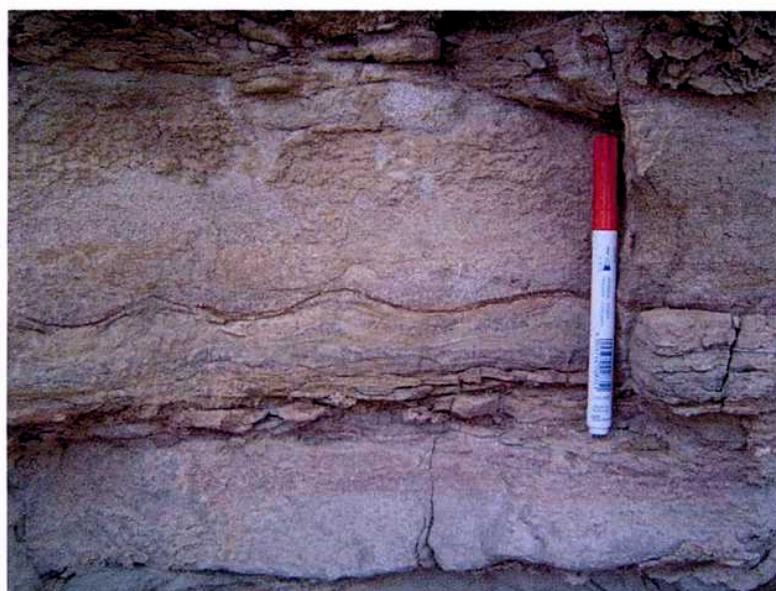


Figura 3.27. Se pueden apreciar en la imagen un set de laminación ondulítica con *climbing*, con un espesor de 5 cm.

Interpretación

La granulometría y estructura ondulítica con *climbing* que presenta esta facies permite interpretarla como un retrabajo subácueo, producto de la interacción de flujos oscilatorios con las arenas eólicas subyacentes (Strömbäck et al., 2005).

Facies 15 (F15):

Esta facies está compuesta por areniscas finas color gris blanquecino con laminación horizontal.

Posee un espesor de 0,2 m con base y techo netos.

Interpretación

Esta facies estaría representando un ambiente subácueo por debajo del nivel de olas ya que presenta laminación horizontal, representando un rápido ascenso del nivel de base (Strömbäck et al., 2005).

Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín:

Definición e interpretación de facies

Facies 16 (F16):

Esta facies está compuesta por una caliza negra laminada.

Es un banco fino, que alcanza los 0,1 m de espesor, con base levemente ondulosa y techo neto.

Interpretación

Esta facies se interpreta como láminas de carbonatos asociados a tapices algáceos, desarrollados en cuerpos de agua someros salinos (Legarreta, 2002).

Facies 17 (F17):

Esta facies está compuesta por anhidrita blanca laminada (Figura 3.28).

Se ven láminas blancas y castañas, muchas veces discontinuas y con leve ondulación.

El contacto basal es neto, mientras que no pudo observarse el contacto superior, estimándose un espesor mínimo de 5 m.



Figura 3.28. En esta fotografía se observa la sucesión superior del perfil. Es notable el contacto neto entre las areniscas del Miembro Troncoso Inferior con la anhidrita del Miembro Troncoso Superior.

Interpretación

Esta facies se interpreta como depósito de evaporita que representan un período de acumulación bajo condiciones hipersalinas en un ambiente marino restringido (Veiga et al., 2005).

Evolución del ambiente depositacional y estratigrafía secuencial

A partir del análisis del perfil realizado, la caracterización de las facies y su interpretación paleoambiental, y el estudio geoquímico de la materia orgánica contenida en las muestras, se generó un modelo de evolución paleoambiental dentro del marco estratigráfico secuencial, que pasa a detallarse a continuación (Figura 3.29).

Luego del evento de desecación fuertemente marcado por la aparición de depósitos fluviales y eólicos del Miembro Avilé (Legarreta 2002), se depositan los sedimentos marinos del Miembro Agua de la Mula.

En la base del perfil hay facies carbonáticas finas, las cuales evidencian que la zona de estudio quedó situada en un ambiente de rampa externa, por debajo del nivel de olas de tormenta (Spalletti et al., 2001). A partir de allí se observan una serie de ciclos estratocrecientes, formando un set de parasecuencias progradacionales (HST1). Estos ciclos están integrados por las facies F1-F2 o F4-F5, siendo las facies F1 y F4 depositadas en ambientes más profundos que las F2 y F5. A su vez, los ciclos F4-F5 evidencian un ambiente con circulación de oxígeno restringida en el fondo, que dio lugar a la conservación de la materia orgánica alifática.

A partir de ahí, el arreglo de las facies evidencia un aumento relativo del nivel de base (TST1). Esto está registrado por ciclos estratocrecientes de mayor espesor conformando arreglos retrogradacionales con predominancia de material fino, registrados por la persistencia de las facies F4 y F8, con esporádicas intercalaciones de F7. Siguiendo esta tendencia, puede definirse la superficie de máxima inundación (MFS1) aproximadamente a los 135 m del perfil. Esta superficie se reconoce en base a los arreglos de las sucesiones infra y suprayacentes, sumado a la mayor potencia de sedimentos finos de la F4 y F6. También se tuvieron en cuenta los resultados de los análisis geoquímicos y petrográficos de la materia orgánica de las muestras de estas facies, los cuales evidencian un paleoambiente marino de aguas estratificadas. Las intercalaciones de la facies F7 son interpretadas como producto de la parte distal de algún flujo denso generado en las zonas más someras de la cuenca.

El apilamiento de estos ciclos retrogradacionales define un sistema transgresivo (TST1) en un ambiente de rampa externa con aguas estratificadas que permitió la existencia de organismos nectónicos (amonites) en las zonas someras con mayor circulación de oxígeno, y de organismos bentónicos (*Neocomicerasmus Curacoensis*), aptos para vivir en un fondo con circulación de oxígeno restringida.

Luego del desarrollo de la superficie de máxima inundación (MFS1), la velocidad de ascenso relativo del nivel de base se hace nula, dando paso a un sistema progradacional de mar alto (HST2). Esta sucesión progradacional está representada por ciclos de las facies F4-F9A, y pequeñas intercalaciones de F7. La aparición de la F9A coronando los ciclos estratocrecientes es un punto clave para la interpretación, ya que corresponde a un ambiente somero de alta energía progradando sobre las pelitas calcáreas de centro de cuenca. Esto evidencia una progradación de la línea de costa hacia zonas más profundas más acentuada con respecto al HST1.

A partir de ese momento, empiezan a registrarse nuevamente los arreglos de ciclos retrogradacionales, con predominancia de material de la F4 y F6A. Esto indica la existencia de un ambiente tranquilo, de aguas estratificadas con escasa circulación de fondo, que permitió la preservación de materia orgánica. Teniendo en cuenta esto último, se define una segunda superficie de máxima inundación (MFS2), aproximadamente a los 220 m desde la base del perfil.

Este set de parasecuencias retrogradacionales (TST2) se interpretó como un ascenso relativo del nivel del mar, donde predomina el material fino (F4-F6A), con pequeñas intercalaciones limosas correspondientes a flujos densos distales.

Seguido a esto, evidenciando que la velocidad relativa del ascenso del nivel de base llega a cero, se observa un set de parasecuencias progradacionales (HST3). El mismo está compuesto principalmente por arreglos de facies F4-F9B y hacia el tope del perfil está representado por F6B ó F11-F10. Tanto la F9B como la F10 representan ambientes marinos someros, el primero con predominancia de carbonatos, mientras que en el segundo es más significativo el aporte terrígeno. Esta sucesión de facies evidencia la interacción del sustrato con flujos oscilatorios (F11 y F10) lo cual indicaría el

desarrollo de un ambiente marino, situado por encima del nivel de olas de tormenta, con un mayor aporte terrígeno con respecto a las secciones más bajas del perfil.

Esta progradación llega a su máxima expresión en el límite superior del Miembro Agua de la Mula, donde es erosivamente truncada por la discordancia basal del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín. Esto marcaría una superficie regresiva erosiva (SB1), dando inicio a una regresión forzada producto del descenso relativo abrupto del nivel de base, marcando el límite de la secuencia (Veiga et al., 2005).

En la zona estudiada, esta secuencia regresiva (LST) está compuesta por facies fluviales (F12) en la parte basal, que pasan a facies eólicas (F13-F14) hacia la parte superior. Las arenas fluviales se interpretan como depositadas en un régimen fluvial efímero (Legarreta, 2002) dentro de lóbulos progradacionales, con desarrollo de planicies o playa lakes evidenciado por las escasas interdigitaciones de las pelitas de la F11.

Seguido a ésto, se desarrollaron las dunas eólicas de gran escala (representadas por la F13) llenando los canales fluviales previos. Esta evolución refleja un cambio climático hacia condiciones más áridas que las previas, sumado a la acción de vientos más fuertes. A su vez, ésto debió ser el resultado de un descenso del nivel de la napa freática, que progresivamente fue acrecentando la cantidad de arena disponible (Veiga et al., 2005).

Esta desecación estuvo asociada a la desconexión de la cuenca con el Océano Pacífico (Mitti et al. (1994) y Legarreta (2002), en Veiga et al., 2005).

A partir de ese momento comienza a registrarse una nueva inundación, que genera una superficie erosiva de transgresión (TSE1) que se reconoce a ver las superficies de truncamiento entre la facies eólica F14 y F15, y que corresponde al retrabajo marino de estas arenas previas. La conservación de las formas eólicas, indica que la transgresión fue rápida (TST3) y está evidenciada por los depósitos evaporíticos de las facies F16 y F17. Posiblemente se la puede atribuir a una reconexión de la cuenca con el Océano Pacífico (Veiga et al., 2005).

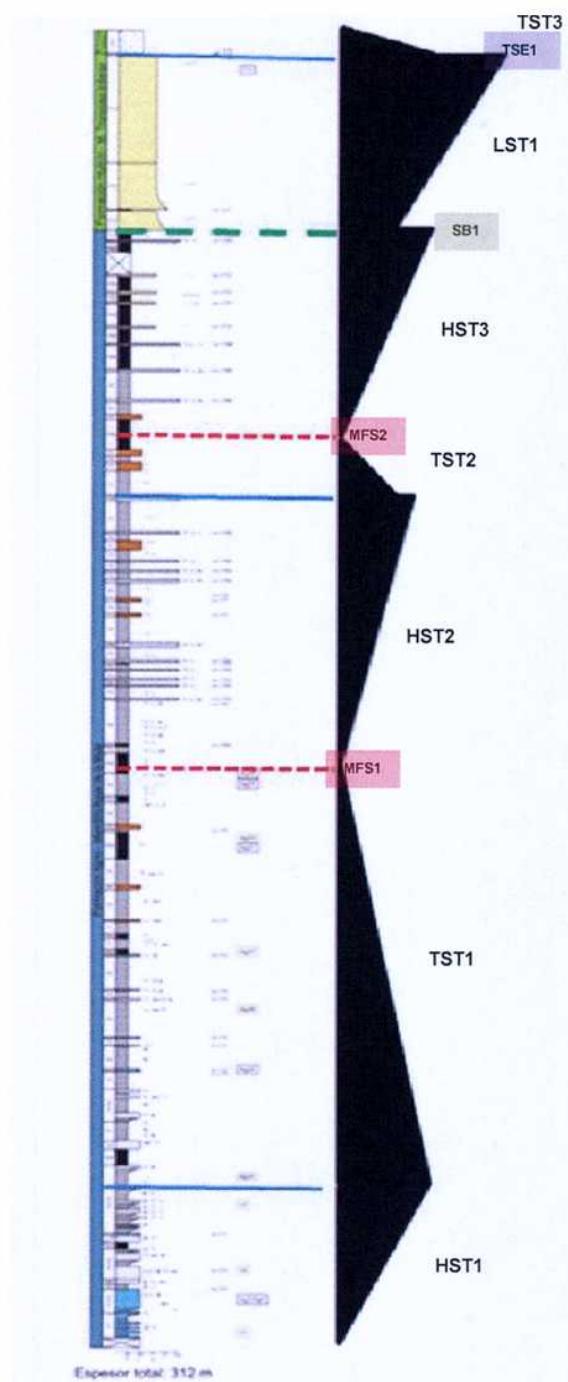


Figura 3.29. En esta figura puede observarse el perfil relevado con la interpretación estratigráfica secuencial. Se señalan las diferentes superficies y set de parasecuencias definidas.

Teniendo en cuenta el arreglo general de las parasecuencias mencionadas (Figura 3.29) se puede inferir que en el intervalo estudiado, el arreglo progradacional de los HSTs indica una baja relación entre espacio de acomodación vs. aporte silicoclástico o espacio de acomodación vs. producción carbonática (Spalletti et al., 2001).

Según el trabajo realizado por Spalletti et al. (2001) en la zona de estudio, se reconocieron tres secuencias depositacionales de tercer orden dentro del Miembro Agua de la Mula. Cada una de estas secuencias se inicia con un TST en la parte inferior, seguida de un HST a partir de la formación de una superficie de máxima inundación. Si bien en el presente trabajo se utilizaron los mismos criterios, se han reconocido bajo este contexto dos secuencias depositacionales completas, y la parte superior (HST1) de otra secuencia en la base del perfil. Esta discrepancia se debe probablemente al hecho de que en el presente trabajo el perfil relevado no comienza en la base del Miembro Agua de la Mula, sino aproximadamente 20 m por encima de su base. Esto generó que no se registra la parte basal de la primer secuencia, representada por un TST según Spalletti et al. (2001).

Capítulo 4

Geomorfología

La zona de estudio presenta un paisaje compuesto, donde se destaca la interacción de los procesos fluviales con las estructuras de plegamiento presentes en la región.

Con respecto a los procesos de remoción en masa, no se han reconocido rasgos o evidencias mayores. Sin embargo se han observado numerosos bloques removilizados gravitacionalmente conformando los depósitos de caída de rocas en el sector S-SO de la zona estudiada. Este sector está caracterizado por el alto ángulo de la ladera de Loma la Torre, y la alternancia de capas litológicas con diferente resistencia (Figura 4.1). Bajo este contexto, se produce la erosión diferencial de las capas débiles, dando lugar a pequeñas cornisas del material resistente, que al volverse inestables se fracturan produciendo la caída de rocas.



Figura 4.1. En esta foto se observa como los fragmentos de anhidrita se desprenden conformando un depósito de caída de rocas.

Los procesos tectónicos, son de suma importancia en la geomorfología del área estudiada. A nivel estructuras, la zona se dividió en tres sectores,

Oeste, Este y Sur que serán descriptos con mayor detalle en el capítulo siguiente.

El sector occidental está caracterizado por un sinclinal asimétrico de dirección NE-SO. Hacia el NO se observa que la gran inclinación de los bancos junto a los procesos fluviales actuantes definieron flatirones, que permiten identificar la inclinación de los bancos hacia el E-SE.

El sector nororiental está compuesto por un braquianticlinal desventrado, que se extiende hacia el Norte fuera de la zona estudiada. En este caso pueden diferenciarse varios rasgos geomorfológicos distintivos, como los flatirones en ambos flancos dejando en evidencia la dirección de inclinación de los bancos, y la zona de la cresta desventrada, donde se pueden observar nuevamente los flatirones (Figura 4.2).



Figura 4.2. En esta imagen extraída de Google Earth se puede ver los diferentes rasgos geomorfológicos estructurales.

En el sector Sur, se observa una disposición homoclinal de los bancos hacia el SO, que como se explicó anteriormente da lugar a depósitos de caídas de rocas.

Con respecto a los procesos pedemontanos, es común que en áreas de alta pendiente, se emplacen depósitos de abanicos aluviales asociados a cauces efímeros y conos de deyección. Estos depósitos muchas veces convergen lateralmente conformando una bajada.

A su vez, se observan abanicos sin evidencia de sedimentación actual. Estos niveles corresponden a superficies de agradación pedemontana pleistocenos que se encuentran a un nivel superior del que corresponde al perfil de equilibrio actual (Figura 4.3).



Figura 4.3. Imagen tomada de Google Earth, mostrando el relieve y ubicación de los abanicos aluviales (color amarillo) de la zona estudiada.

El diseño de la red fluvial es pobre debido a las bajas precipitaciones y las condiciones áridas que presenta la zona. A pesar de ésto, se distinguen cauces efímeros (Figura 4.4) con un diseño apenas distinguible dendrítico distributario en los abanicos aluviales.

En el sector sur, en la parte más alta de Loma La Torre, se observan cauces que drenan en dirección Sur, marcando la pendiente en esa dirección. Estos ríos a fin de recuperar su perfil de equilibrio han erosionado gran parte de la Formación Huitrín, llegando en algunos casos a descubrir el Miembro Agua de la Mula de la formación subyacente.



Figura 4.4. En esta foto puede observarse uno de los cauces efímeros comunes en la zona.

Capítulo 5

Estructura

El área de estudio se ubica dentro de la Faja plegada y corrida de Chos Malal, la cual se produjo por la inversión tectónica de la falla homónima. Los principales elementos tectónicos de la zona son el Anticlinal de la Yesera, al Oeste, y el Anticlinal de Pampa Tril, al Este.

Especificamente la zona estudiada se encuentra en el margen oriental de la Faja plegada y corrida en la zona del anticlinal de Pampa Tril (Figura 5.1).

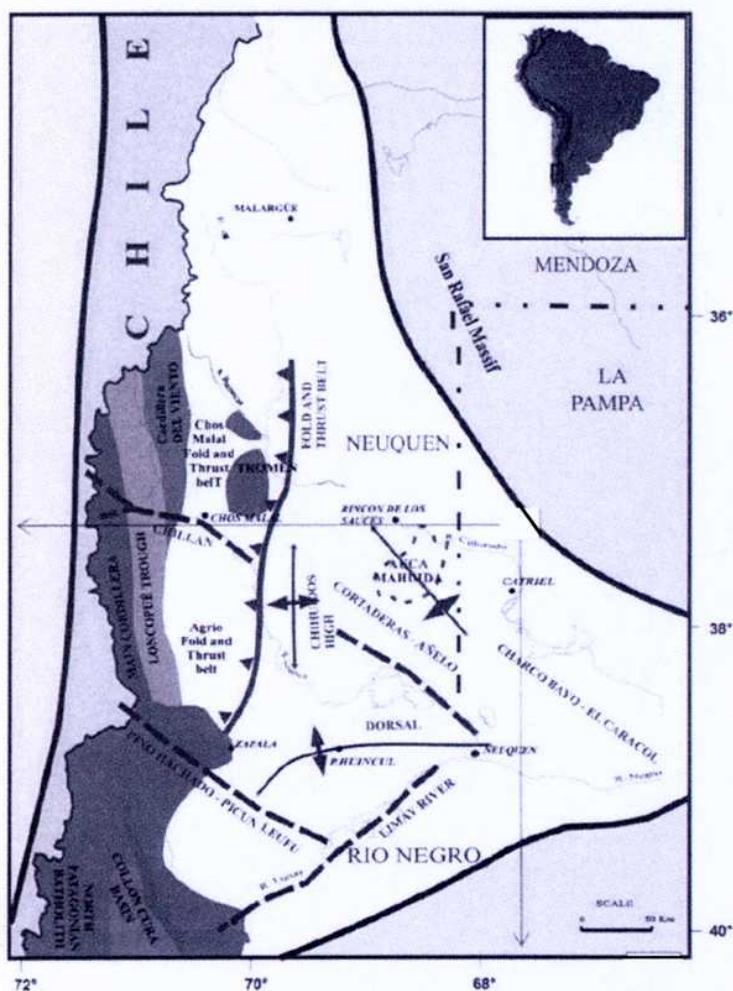


Figura 5.1. Esta figura muestra la ubicación de la zona de estudio dentro del marco estructural de la cuenca (extraido de Zapata y Folguera, 2005).

Dentro de un marco regional, se ve que las estructuras tienen vergencia hacia el este, y se desarrollan en un eje de dirección aproximada norte-sur. Dentro de la zona de estudio, se reconocen diferentes estructuras teniendo en cuenta la sucesión estratigráfica y las mediciones de las actitudes de los bancos, que reflejan el comportamiento regional de la deformación.

Teniendo en cuenta el mapa geológico realizado en el presente trabajo (Figura 5.2-Anexo II), y la imagen tomada de Google Earth (Figura 5.3), en el sector occidental se observa un sinclinal asimétrico volcado (cuyo plano axial inclina al NO), de rumbo NE-SO. Inmediatamente al oeste de la zona de estudio se encuentra el Anticlinal de la Yesera, cuyo limbo oriental conforma el limbo occidental del sinclinal mencionado anteriormente. Allí, los bancos son casi verticales inclinando levemente hacia el SE. En el flanco oriental, que se observa en el sector N del mapa, los bancos inclinan levemente hacia el O-SO. Este sinclinal adopta una morfología más cerrada hacia el sur de la zona de estudio, ya que desaparecen los afloramientos del flanco oriental.

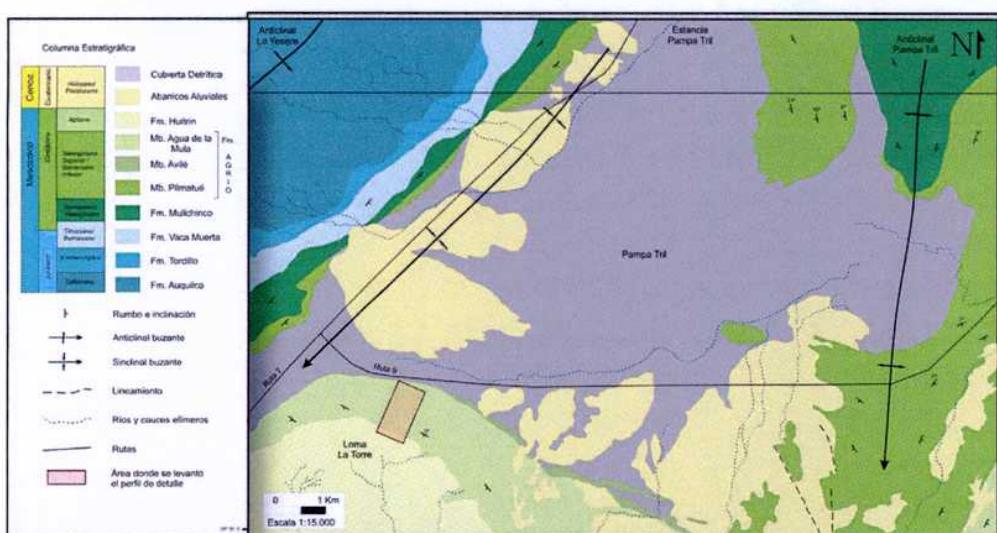


Figura 5.2. Mapa geológico de la zona de estudio.

Hacia el sector este de la zona de estudio se distingue un braquianticinal, denominado anticlinal de Pampa Tril (Holmberg, 1976) que es una estructura que se extiende más allá de la zona de estudio hacia el norte. Las capas tienen

una inclinación leve hacia el oeste y este, en el flanco occidental y oriental respectivamente.

Por último se tiene el sector sur de la zona donde las capas son homoclinales, con leve inclinación (menor a 5°) hacia el S-SO. Representando probablemente un sector escasamente afectado por los esfuerzos compresionales.

En este mismo sector, pero al este se observan lineamientos al pie de Loma La Torre, que se infiere se produjeron como producto de fallamiento joven de reacomodación, que afecta a los depósitos de abanicos aluviales cuaternarios.



Figura 5.3. Esta figura tomada de Google Earth muestra los diferentes sectores de la zona de estudio mencionados.

A su vez se realizó un corte estructural (Figura 5.4) correspondiente a una sección transversal que comprende el sector oeste y este mencionados anteriormente. Allí pueden observarse las estructuras del sector oeste y este.

Figura 5.4. Perfil transversal A-A' (ver referencia en la figura 5.2).

Capítulo 6

Conclusiones

Este trabajo consistió en el relevamiento geológico regional y mapeo de un área de 150 km². A su vez se realizó un perfil litoestratigráfico en detalle, a escala 1:500, de los Miembros Agua de la Mula (Formación Agrio), Troncoso Inferior y Troncoso Superior (Formación Huitrín), con el objetivo de conocer la evolución paleoambiental de las unidades. Para ésto se reconocieron e interpretaron diferentes facies y se realizaron análisis geoquímicos para cuantificar y caracterizar la materia orgánica contenida las mismas.

A partir de los rasgos estratigráficos, estructurales y morfológicos observados en el campo, sumado a los análisis realizados en gabinete se arribó a diferentes conclusiones que se enumeran a continuación:

- 1- En el perfil a detalle se reconocieron e interpretaron 17 litofacies. De estas, 11 corresponden al Miembro Agua de la Mula, 4 al Miembro Troncoso Inferior, y 2 al Miembro Troncoso Superior.
- 2- Los estudios geoquímicos de las muestras del Miembro Agua de la Mula, permitieron distinguir tres grupos de características diferentes en distintas partes del perfil. El primer grupo corresponde a una posición basal en la columna sedimentaria, y está representado por muestras con un alto índice de hidrógeno, lo cual refleja un alto contenido de materia orgánica con predominio de estructuras alifáticas. La materia orgánica de este grupo corresponde a querógeno de tipo 1, y la buena preservación evidencia un ambiente depositacional marcadamente anóxico en el fondo. El segundo grupo está representado por muestras en una posición más alta que el grupo anterior. El contenido de materia orgánica es menor, y en base a los estudios petrográficos se ha detectado un importante aporte terrígeno, se ha clasificado como correspondiente a querógeno tipo 3. Por último, el tercer grupo se ubica en una posición intermedia con respecto a los dos primeros, clasificándose la materia orgánica como correspondiente a querógeno de tipo 2.

3- Los análisis de madurez térmica permiten inferir que el intervalo analizado en la zona se encuentra en ventana temprana de generación de hidrocarburos. En zonas aledañas se han realizado estudios de este tipo, ubicando al Miembro Agua de la Mula la ventana de pico de generación de hidrocarburos (Cruz et al, 1996).

4- En base al estudio del arreglo de las facies y su interpretación, se reconocieron cuatro sets de parasecuencias progradacionales, tres sets de parasecuencias retrogradacionales, dos superficies de máxima inundación y un límite de secuencia en los miembros analizados.

5- Finalmente, se realizó el modelo de evolución paleoambiental de la zona estudiada dentro del marco de la estratigrafía secuencial, que se detalla a continuación:

La sección basal inicia con un set de parasecuencias progradacionales (HST1) hasta un momento donde el nivel de base relativo comienza a ascender iniciando la depositación de un set de parasecuencias retrogradacionales (TST1). Una vez alcanzada la superficie de máxima inundación (MFS1), se impone nuevamente un período progradacional (HST2). Luego se registra un período de aumento del nivel de base (TST2) de menor duración que el primero, que apenas alcanza la superficie de máxima inundación (MFS2) comienza por tercera vez a convertirse en un período progradacional (HST3). Esta progradación se ve truncada por la superficie erosiva que marca el límite de secuencia (SB1). Este período marca la desecación de la cuenca y su desconexión con el Océano Pacífico, evidenciado por depósitos fluviales y eólicos (LST1). Por último, se registra una superficie erosiva transgresiva (TSE1), que marca el inicio de una nueva transgresión (HST3) que se produce rápidamente preservando las geoformas preexistentes.

6- Teniendo en cuenta el arreglo de las parasecuencias progradacionales, se infiere que la tasa espacio de acomodación vs. aporte silicoclástico/producción carbonática fue baja.

7- Por último, siguiendo el criterio empleado por Spalletti et al. (2001), en el Miembro Agua de la Mula se reconocieron dos secuencias depositacionales de tercer orden completas, y la sección superior de una tercer secuencia de las mismas características representada por el HST1. Esto último se debe a que en este trabajo no se incluye la sección basal del Miembro Agua de la Mula.

Capítulo 7

Bibliografía

Aguirre Urreta, M. B., y Rawson, P., 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. Geological Magazine 134 (4): 449-458.

Bordenave M. L., 1993. Applied Petroleum Geochemistry. Chapter II-3, p: 281-314.

Bordenave, M.L., Espitalié, J., Leplat, P., Oudin, J.L., and Vandenbroucke, M., 1993. Screening techniques for source rock evaluation; en Bordenave, M.L., 1993. Applied Petroleum Geochemistry. Éditions Technip, p: 219-261

Cobbold, P., y Rossello. E., 2003. Aptian to Recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, v: 20. p: 429–443.

Comité Argentino de Estratigrafía. 1993. Código argentino de estratigrafía, 1993. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie 20 (Didáctica y Complementaria): 1-64.

Cruz, C., Villar, H. y Muñoz, N., 1996. Los Sistemas Petroleros del Grupo Mendoza en la Fosa de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. Actas I del XIII Congreso Geológico Argentino, p: 45-60.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1: 108-121.

Folguera, A., Ramos, V., Zapata, T., y Spagnuolo, M., 2007. Andean evolution at the Guanacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'–37°S). Journal of Geodynamics, v: 44 (3), p: 129-148.

Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología v: 58, p: 1-109.

Groeber, P., 1933. Descripción geológica de la Hoja 31 c, Confluencia de los ríos Grande y Barrancas 17 (Mendoza y Neuquén). Dirección General Minería y Geología, Boletín 38, p: 1-72.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. Revista de la asociación Geológica Argentina, v: 1, p: 177-208.

Herrero Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras, v: 23 (226), p: 1- 39.

Holmberg, E., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, Provincia de Neuquén. Ministerio de Economía. Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, Bs. As., Boletín No 152.

Lazo D. G., 2006. The occurrence of *Neocomiceramus Curacoensis* (Weaver) in the Agrio Formation, Neuquen Basin, Argentina. Journal of Paleontology, v:80 (6), p: 1113-1124.

Lazo D. G., Cichowolski M., Rodriguez, D. L. y Aguirre ureta, M. B. 2003. 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, Argentina: A Case Study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society of London, Special Publications, v: 252, p: 295-315.

Leanza, H. A. 2002. Las sedimentitas huintrianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2, p: 1-31.

Leanza, H. A., y Hugo, C. A., 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales Boletín 275, 133 p, Buenos Aires. CD ROM.

Leanza, H.A. y Hugo, C., 2001. Cretaceous red beds from Neuquén Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 7, p: 122-177.

Leanza, H. A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásico-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, Provincia del Neuquén, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 28: 97-132.

Leanza, A. F. y Leanza, H.A. 1973. *Pseudofavrella* gen. nov. (Ammonitina) del Hauteriviano de Neuquén, sus diferencias con *Favrella* R. Douv. (1909) del Aptiano de Patagonia Austral y una comparación entre el geosinclinal andino y el geosinclinal magallánico. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 50(1-4): 127-145, Córdoba.

Legarreta, L., 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina. CD ROM.

Legarreta, L., y Gulisano, C. A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior, Argentina). En Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, v: 6, p: 221 – 243.

Legarreta, L., y Uliana, M. A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentina Andes. En Sedimentation, tectonics and eustasy (McDonald, D. I. M., Ed.): International Association of Sedimentologists, Special Publication 12, p: 429-450.

Legarreta, L., y Uliana, M. A., 1996. La sucesión Jurásica en el Centro-Oeste de Argentina. Arreglo Estratigráfico, Secuencias y Evolución Paleogeográfica. PALAEO 120, p: 303-330.

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, Anales 29, p: 399-416.

Llambías, E., Leanza, H., y Carbone, O., 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05's - 37°15's): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2), p: 217- 235.

Maeda, H. y Seilacher, A. 1996. Ammonoid taphonomy. En Landman, N.H., Tanabe, K., y Davis, R.A. (Eds.) Ammonoid Paleobiology. Topics in Geobiology, 13. Plenum Press, New York, p: 543–578.

Mackenzie, A., y Quigley, T., 1988. Principles of geochemical prospect appraisal. AAPG Bulletin; v: 72(4); p: 399-415.

Marchese, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina, Revista de la Asociación Geológica Argentina, v: 26, p: 343–410.

Mitchum, R.M. y Uliana, M. A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En Berg, O.R. y Woolverton, D.G. (Eds.): Seismic stratigraphy II: an integrated approach to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 39, p: 55-274.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., y Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit

for stratigraphic analysis. En C.E. Payton (ed) Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, p: 53–62.

Mosquera, A. y Ramos, V. A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. En Kay, S.M. y Ramos, V.A., (Eds.): Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°- 39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407, p: 97-123.

Narciso, V., Santamaría, G., y Zanettini, J., 2001. Hoja Geológica 3769-I Barrancas, provincias de Mendoza y Neuquén. Memoria preliminar. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 253, 49 p.

Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P. Y Bouza, P., 2005. Descripción de la Hoja 3569-III/3572-IV “Malargüe”. SEGEMAR. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín No 346.

Posamentier, H. W., y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II- Sequence and system Tract models. En C. K. Wilgus C.K., B. S. Hastings, C. G. St. C Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner (Eds.). Sea level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication 42, p. 125–154.

Posamentier, H. W. y James, D. P. 1993. An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. En H. W. Posamentier, Summerhayes, C. P., Haq, B. U. y Allen, G. P. (Eds.): Sequence stratigraphy and facies associations. International Association of Sedimentologists, Special Publication 18, p: 3–18.

Ramos, V., y Folguera, A., 1998. Extensión Cenozoica en la Cordillera Neuquina. 4to Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 2, p: 661-664.

Ramos, V., y Folguera, A., 2005a. Los Andes Australes: Una Evolución Tectónica Excepcional Entre El Sur De Mendoza Y El Norte De Neuquén. 6to Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, p: 15-19.

Ramos, V., y Folguera, A., 2005b. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. Geological Society, London, Special Publications; v: 252; p. 15-35.

Ramos, V.A. y Kay, S., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R. y Rapela, C. (eds.) Andean magmatism and its tectonic settings. Geological Society of America Special Paper, 265, p: 79-91.

Ramos, V., Cegara, M., y Cristalini, E., 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). Tectonophysics 259, p: 185-200.

Ramos, V., Zapata, T., Cristalini, E., e Introcaso, A., 2004. The Andean Thrust System— Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. AAPG Memoir 82, p: 30– 50.

Reading, H.G. y Collinson, J. D., 1996. Clastic coasts. En Reading, H. G. (Ed.): Sedimentary Environments. Blackwell Science, p: 154-228.

Reijenstein, H.M., 2007. "Tectono-Stratigraphic Analysis of the Neuquén Basin, Northwestern Patagonia, Argentina", inédito. University of Houston, Earth and Atmospheric Sciences Department, p: 1-24.

Scasso, R. A., Alonso, M. S, Lanés, S., Villar, H. J., y Laffitte, G., 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone–marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society of London, Special Publication 252, p: 207-229

Schiuma, M., Hinterwimmer, G., y Vergani, G. (eds.), 2002. Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, p: 201-584.

Seilacher, A., Andalib, F., Dietl, G. y Gocht, H. 1976. Preservational history of compressed ammonites from Southern Germany. Neues Jahrbuch Geologisches und Paläontologisches, Abhandlung, v: 152, p: 303–356.

Spalletti, L., Veiga, G., Fernández, M, 1999. Facies anóxicas, Procesos Depositionales y Herpetofauna de la Rampa Marina Titoniano-Berriásiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile, v: 26 (1), p: 109-123.

Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S., y Schwarz E., 2000. Sequence Stratigraphy of a tidally Dominated Carbonate-Siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriásian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society, v: 157, p: 433-446.

Spalletti, L.A., Poiré, D., Schwarz, E. y Veiga, G.D., 2001. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14, p: 609-620.

Stipanicic, P. N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agasiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(4), p: 403-478.

Stipanicic, P. N., Rodrigo, F., Bauliés O. y Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (2), p: 67-98.

Strömbäck, A., Howell, J.A., Veiga, G.D., 2005. The transgression of an erg-sedimentacion and reworking/soft sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin,

Argentina: A Case Study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society of London, Special Publication 252, p: 163-183.

Tissot, B. P., 1984. Recent advances in petroleum geochemistry applied to hydrocarbon exploration. AAPG Bulletin, v: 68 (5); p: 545-563.

Uliana, M.A., Delapé, D. A. y Pando, G. A., 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio, Cretácico inferior de las provincias del Neuquén y Mendoza. Petrotecnia (IAP) 16(1-2), p: 31-46.

Vail, P. R., Mitchum, R.M, y Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap, en C.E. Payton (Ed.). Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, p: 63–82.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M. Jr., Campion K. M. y Rahmanian V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration Series 7, 55 p.

Veiga, G. D., Howell, J.A. y Strömbäck, E., 2005. Anatomy of a mixed marine-non marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian-Aptian complex relative sea-level fall in the central Neuquén basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society of London, Special Publication 252, p: 136-162.

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., Suarez Soruco, R. y. Welsink, H.J (Eds.): Petroleum Basins of South America, AAPG Memoir 62, p: 383-402.

Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University Washington 1, p: 1-469.

Yrigoyen, M.R., 1948. Estratigrafía y tectónica de los alrededores de Buta Ranquil, Territorio de Neuquén. En Tesis Ind. Univ. Nac. La Plata.

Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera principal. En Geología Regional Argentina, Sim. Geol. Reg. Arg. en Córdoba, 1969, Acad. Nac. De Cienc., p: 345-365, Córdoba.

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 Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics: Geological Society of London, Special Publication 252, p: 37-56.

Zöllner, W., y Amos A., 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal (Provincia de Neuquén). Ministerio de Economía, Subsecretaría de Minería, Servicio Nacional Minero Geológico, Bs. As., Boletín No 143.

Anexo I

Análisis de cortes delgados

Muestra Ag3

Localización: sección basal del Miembro Agua de la Mula.

Clasificación: wackestone (Dunham, 1962) o Biomicrita (Folk, 1962).

Descripción: roca de textura matriz sostén que presenta empaquetamiento abierto con contactos flotantes a tangenciales entre los clastos.

El porcentaje de clastos es de 30% y está representado por clastos carbonáticos subangulosos a redondeados (70%), fragmentos de conchillas (25%) que se hallan reemplazados parcial a totalmente por micrita y radiolarios (5%) de 0,071 mm de diámetro en promedio. Cabe destacar que toda la fracción clástica posee una fuerte micritización (Figura 1).

El material fino que constituye la matriz corresponde a un 70% de la composición de la roca, y corresponde a material micrítico de color castaño distribuido homogéneamente en toda la muestra.

Se observa dentro de la matriz parches con material fino predominante que corresponderían a signos de bioturbación.

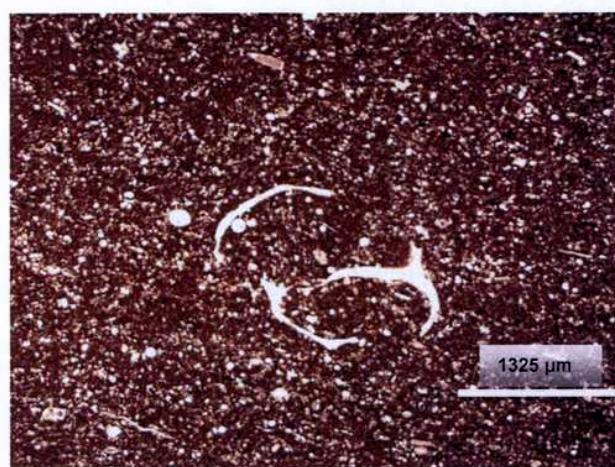


Figura 1. Se observa fragmento de conchillas de gastrópodos de espira larga inmersos en una matriz micrítica, y cuerpos circulares que corresponden a radiolarios. Aumento ocular: 2,5x

Muestra Ag4

Localización: sección basal del Miembro Agua de la Mula.

Clasificación: wackestone (Dunham, 1962) o Biomicrita (Folk, 1962).

Descripción: roca de textura matriz sostén, que presenta un empaquetamiento abierto a semi abierto en algunos sectores donde los clastos presentan contactos tangenciales.

La fracción clástica comprende el 40% de la roca y está representada por clastos redondeados de calcita (65%) y cuarzo (15%) con envoltura micrítica.

También se observan fragmentos de conchillas micritizadas (20%) (Figura 2).

La matriz corresponde a un 55% de la roca y está representada por micrita de color castaño.

El cemento es la fracción minoritaria, correspondiendo a un 5% de la composición total de la muestra, y está representado por parches de microesparita.

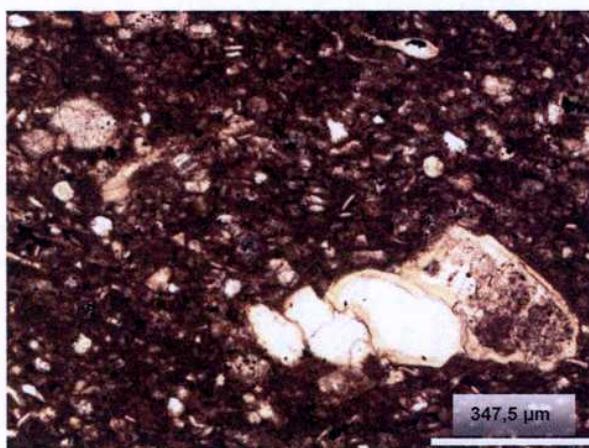


Figura 2. Detalle de fragmentos de conchillas de gastrópodos de espira larga. Aumento ocular: 10x

Muestra Ag24

Localización: a 65 m de la base del perfil en el Miembro Agua de la Mula.

Clasificación: wackestone (Dunham, 1962) o Biomicrita (Folk, 1962).

Descripción: roca de textura clasto sostén con empaquetamiento semi abierto, donde los granos presentan contactos tangenciales a rectos.

La fracción clástica representa el 70% de la muestra y está constituida por clastos carbonáticos (90%) bien seleccionados redondeados a subangulosos, con reemplazo micrítico. También se observan clastos de cuarzo en menor proporción (10%) que se reconocen por su extinción tipo relámpago y se hallan reemplazados parcialmente por micrita.

La matriz constituye el 20% de la roca, representada por micrita de color castaño que se encuentra principalmente reemplazando a la fracción clástica y también en parches.

Por último, el cemento compone el 10% de la muestra y está representado por microesparita debido a la recristalización de la matriz, observándose clastos con contactos poligonales típicos de este proceso.

Muestra Ag31

Localización: a 125 m de la base del perfil en el Miembro Agua de la Mula.

Clasificación: pelita

Descripción: roca de textura matriz sostén, presenta empaquetamiento abierto, excepto en algunos sectores donde los clastos poseen contactos tangenciales a rectos.

La fracción clástica compone el 40% de la roca, y está compuesta en mayor proporción por granos de cuarzo (90%) subangulosos a redondeados con extinción relámpago a ondulosa. En general se encuentran micritizados, pero en algunos sectores se observa la superficie fresca. En parte minoritaria se observan clastos calcáreos (10%) redondeados con bordes difusos y reemplazados en mayor parte por micrita.

La matriz compone el 60% de la muestra, y está representada por micrita color castaño. Se encuentra mayormente reemplazando a los granos de cuarzo.

Muestra Ag35

Localización: sección media del Miembro Agua de la Mula.

Clasificación: pelita calcárea.

Descripción: roca de textura matriz sostén, con empaquetamiento abierto (Figura 3).

La fracción clástica representa el 30% de la roca y está compuesta por granos subangulosos a angulosos de cuarzo (65%), que en algunos sectores se hallan

muy micritizados. También se observan clastos calcáreos (35%) redondeados y muy micritizados, con evidencia de recristalización de este material micrítico. La matriz representa el 65% de la muestra y está compuesta de micrita color castaño.

El 5% restante de la muestra se compone de cemento, que corresponde a esparita por recristalización de la matriz.

Una característica que presenta esta roca, es la presencia de microfisuras llenas de granos de cuarzo.

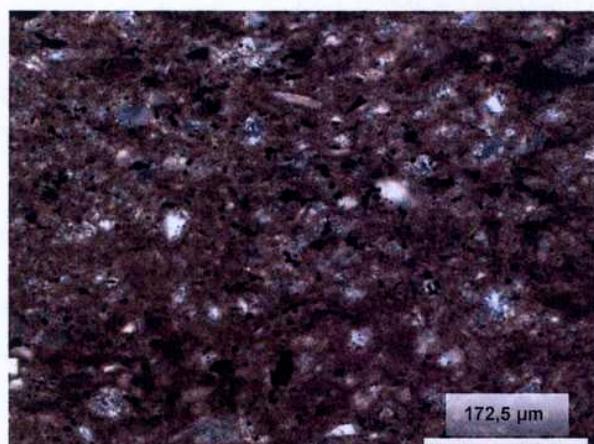


Figura 3. Imagen de la muestra Ag35 con nícoles cruzados y un aumento ocular de 20x.

Muestra Ag36

Localización: sección media del Miembro Agua de la Mula.

Clasificación: pelita calcárea.

Descripción: roca de textura matriz sostén, que presenta un empaquetamiento semi abierto ya que algunos clastos poseen contactos tangenciales.

La fracción clástica comprende el 25% de la roca, con mayor proporción de clastos calcáreos (80%) redondeados y reemplazados por micrita. Además se observan granos de cuarzo (10%) subangulosos con extinción tipo relámpago, y en algunas ocasiones también se encuentran micritizados. También dentro de la fracción clástica se observan fragmentos de conchillas (10%) micritizados.

La matriz conforma el 70% de la muestra y está compuesta de micrita color castaño, que es común que se encuentre reemplazando a los clastos de la fracción clástica.

El cemento comprende el 5% de la roca y está representado por microesparita comúnmente en los fragmentos de conchillas debido a la recristalización de la micrita.

Muestra Tr1

Localización: sección basal del Miembro Troncoso Inferior.

Clasificación: arenisca mediana.

Descripción: arena fina a media con textura clasto sostén con empaquetamiento cerrado, donde los contactos entre granos son rectos a cóncavo-convexos. La muestra presenta una buena a muy buena selección con clastos subangulosos a subredondeados (Figura 4).

La fracción clástica comprende el 85% de la muestra y está representado por clastos de cuarzo (50%), feldespatos (35%) y líticos (15%). Los granos de cuarzo se presentan en individuos anhedrales subredondeados con bordes irregulares y extinción recta a ondulosa. Los feldespatos están representados por plagioclasas y microclino en forma subordinada, con granos anhedrales a subhedrales alterados y reemplazados por sericita y carbonato en algunos casos. Los líticos están representados por cuarzo policristalino en clastos redondeados.

El cemento representa el 15% de la muestra y está compuesto por carbonatos en crecimientos de tipo mosaico en el espacio intergranular.

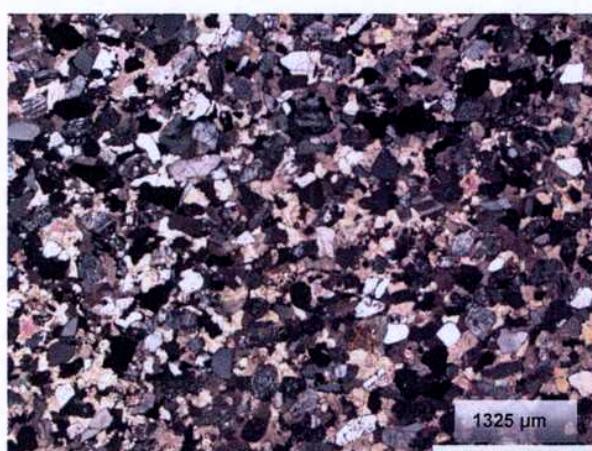
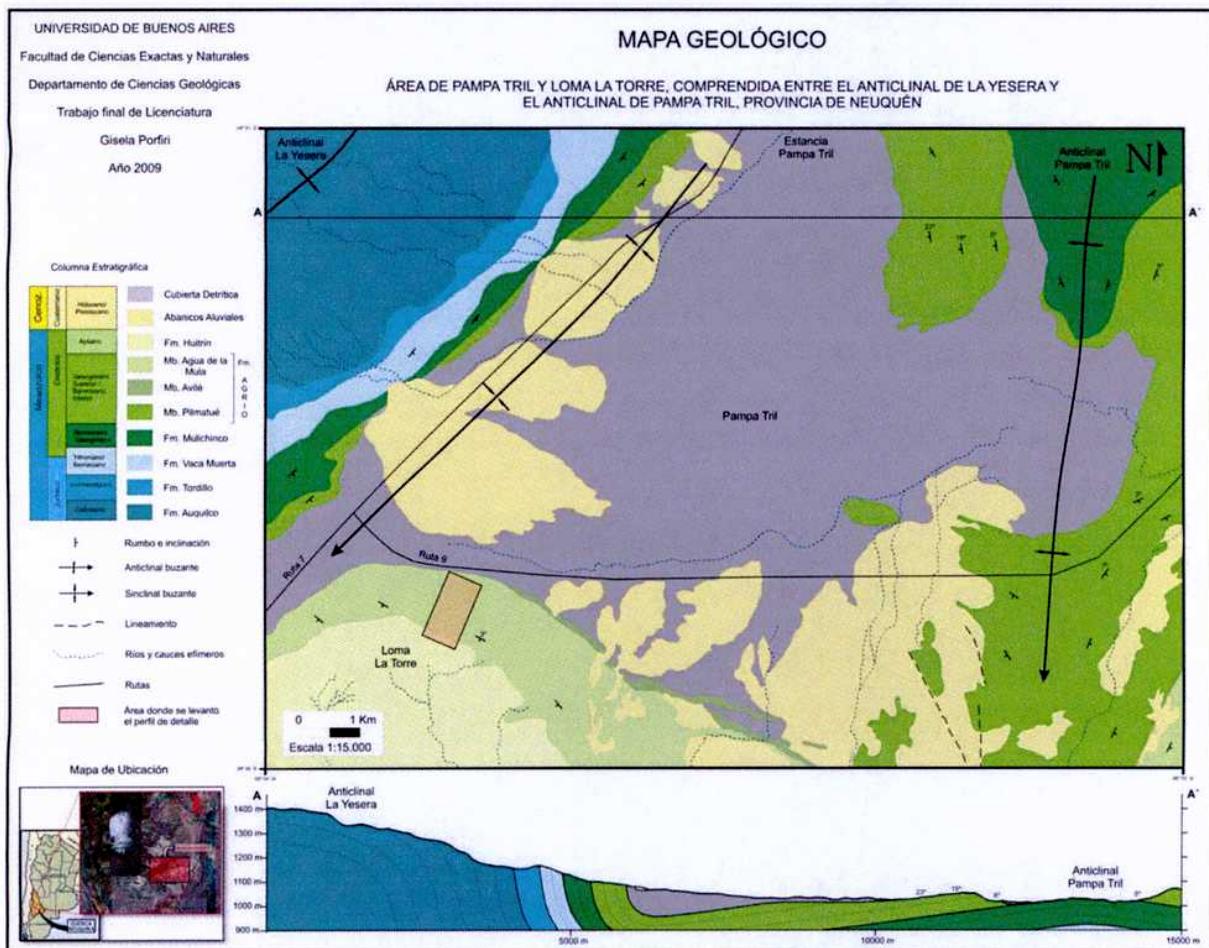


Figura 4. Imagen de la muestra Tr1 con nícoles cruzados y un aumento ocular de 2,5x. Se puede apreciar la buena selección de los granos.

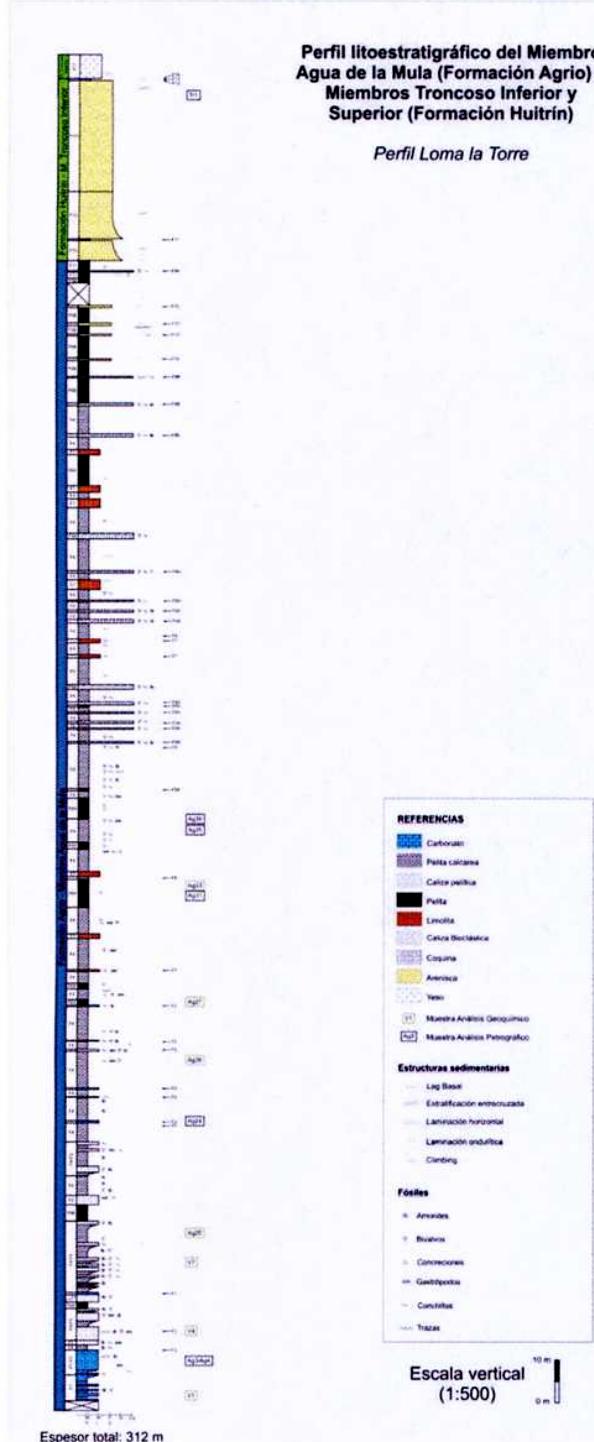
Anexo II

Mapa Geológico



Anexo III

Perfil Litoestratigráfico



**Perfil litoestratigráfico del Miembro
Agua de la Mula (Formación Agrio) y
Miembros Troncoso Inferior y
Superior (Formación Huitrín)**

Perfil Loma la Torre



$\nabla \sim$



REFERENCIAS

	Carbonato
	Pelita calcarea
	Caliza pelitica
	Pelita
	Limolita
	Caliza Bioclastica

Ag36
Ag35

Ag33
Ag31

Caliza Bioclástica



Coquina



Arenisca



Yeso



← F7

← F2

← F6

← F6

Ag27

Ag24

Ag26

Estructuras sedimentarias

Lag Basal



Estratificación entrecruzada



Laminación horizontal



Laminación ondulítica



Climbing



Fósiles

Amonites



Bivalvos



Concreciones



Gastropodos



Conchillas



Ag20

Vi

← F1

