

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS FÍSICAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

**“Interpretación Sismo-Estratigráfica en el Área de
Rincón del Mangrullo, Provincia de Neuquén”**

Alumna:

ALAIMO FLORES, Andrea Agata

Asesor: CEVALLOS, Martín

Co-asesora: RUZICKY, Lucía

San Juan

Año: 2012

Dedicado a mi mamá, a mi papá
y a mis dos hermanos que me apoyaron
y alentaron en cada paso de mi vida.

LOS AMO

AGRADECIMIENTOS

A mi Director de tesis por su apoyo, dedicación y paciencia durante el entrenamiento y elaboración de este trabajo.

A mi Co-directora por sus enseñanzas valiosas y correcciones minuciosas y críticas del trabajo.

A la Dra. Josefina Pons por todo el tiempo dedicado para hacer una campaña exitosa, por sus conocimientos compartidos y aportes en este trabajo.

A la empresa Energía Mineral S.A. por el aporte de los datos que fueron la base de este trabajo y por el aporte económico para la realización del trabajo de campo.

Al Departamento de Geología por el aporte económico para la realización de la campaña de campo.

Al Jurado por aporte crítico y contribuciones para la mejora de este trabajo.

A mis amigos y amigas que aunque son poquitos son muy valiosos en mi vida y fueron mi sostén en aquellos tiempos de revuelo y mi alegría en aquellos de diversión y lo seguirán siendo por siempre.

A mi familia que siempre estuvo presente en todas las etapas de mi vida para alentarme, apoyarme y ponerme en vereda cuando fue necesario, y muy especialmente a mis hermanos que fueron mi fuerza y pasión en esta etapa.

A mi amado, porque en este último tramo de facultad fue quien estuvo a mi lado incondicionalmente para darme serenidad y tranquilidad y para enseñarme esas otras cosas que no se aprenden estudiando.

Agradezco muy especialmente a MI PAÍS por brindarme EDUCACIÓN GRATUITA, y como si fuese poco, también me dio el apoyo económico que necesite durante la carrera.

ÍNDICE

1.	RESUMEN	7
2.	INTRODUCCIÓN	8
2.1)	MOTIVO	8
2.2)	OBJETIVOS	8
2.2.1)	Generales	8
2.2.2)	Específicos	9
3.	UBICACIÓN del ÁREA de TRABAJO Y VÍAS de ACCESO	10
3.1)	UBICACIÓN GEOGRÁFICA	10
3.2)	UBICACIÓN GEOLÓGICA	10
3.3)	VÍAS de ACCESO	11
4.	METODOLOGÍA de TRABAJO	13
4.1)	PLATAFORMA GEOGRAPHIX™ (Landmark – Halliburton)	13
4.2)	DATOS	14
4.3)	CARGA y GENERACIÓN del PROYECTO	15
4.4)	INTERPRETACIÓN de los DATOS de SUBSUELO	15
4.5)	RELEVAMIENTO GEOLÓGICO de SUPERFICIE	17
5.	CUENCA NEUQUINA.	18
5.1)	HISTORIA GEOLÓGICA	19
5.2)	ESTRATIGRAFÍA	20
5.3)	ESTRUCTURA	24
6.	ÁREA de TRABAJO: GEOLOGÍA LOCAL	26
6.1)	ESTRATIGRAFÍA	26
6.1.1)	Ciclo Precuyano	26
6.1.2)	Grupo Cuyo	26
6.1.3)	Grupo Lotena	29
6.1.4)	Grupo Mendoza	32
6.1.5)	Grupo Bajada del Agrio	40
6.1.6)	Grupo Neuquén	43
6.1.7)	Cuaternario (Síntesis de Leanza y Hugo, 2001)	50
6.2)	ESTRUCTURA	52
6.3)	SISTEMA PETROLERO	57
7.	INTERPRETACIÓN SÍSMICA DEL ÁREA RINCÓN DEL MANGRULLO	60
7.1)	POZOS CLAVES	60
7.2)	ATADO de POZOS en TIEMPO	65
7.3)	DEFINICIÓN de HORIZONTES GUÍAS	68
7.4)	INTERPRETACIÓN SÍSMICA	70

7.4.1)	<u>Formación Lotena</u>	70
7.4.2)	<u>Formación Auquilco</u>	72
7.4.3)	<u>Formación Tordillo</u>	74
7.4.4)	<u>Fms Vaca Muerta y Quintuco: Secuencia Vaca Muerta-Quintuco</u>	77
•	<u>Grupo de Secuencias de la Sección Basal</u>	81
•	<u>Grupo de Secuencias de la Sección Media</u>	82
•	<u>Grupo de Secuencias de la Sección Superior</u>	87
7.4.5)	<u>Formación Mulichinco</u>	88
7.4.6)	<u>Formación Centenario</u>	90
•	<u>Miembro Inferior</u>	91
•	<u>Miembro Superior</u>	92
7.4.7)	<u>Formación Rayoso</u>	95
7.5)	MAPAS ESTRUCTURALES en PROFUNDIDAD	99
8.	INTERPRETACIÓN SÍSMICA REGIONAL (2D y 3D)	102
9.	RELEVAMIENTO DE SUPERFICIE	108
9.1)	PROSPECTO EL TORDILLO	108
9.2)	OESTE del PROSPECTO EL TORDILLO	114
9.3)	LAS CÁRCELES	120
9.4)	MAPA GEOLÓGICO DE SUPERFICIE	121
10.	CONCLUSIONES	125
11.	ANEXOS	127
11.1)	ANEXO I – ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y SÍSMICA	127
11.2)	ANEXO II - DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	130
12.	BIBLIOGRAFÍA	138

1. RESUMEN

En el presente trabajo se llevó a cabo la interpretación sísmica de una porción del subsuelo de la cuenca Neuquina. El bloque en estudio se llama Rincón del Mangrullo y se ubica al suroeste del Departamento Añelo.

Se conto con información sísmica 3D del área y datos de perfiles de pozos provistos por la empresa Energía Mineral S.A. y la Universidad Nacional del Comahue en el marco de un convenio con la Universidad Nacional de San Juan.

El trabajo se desarrollo en el Gabinete de Geociencias Aplicadas a la Exploración y Producción de Hidrocarburos dependiente de los Departamentos de Geología, Geofísica y Astronomía de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Se hizo uso de la plataforma Geographix™ (Landmark – Halliburton) para llevar a cavo el proceso de interpretación de los datos sísmicos.

Se realizaron mapas estructurales en tiempo y en profundidad, mapas de extracción de amplitud y mapa de isoespesores con objeto realizar una descripción estratigráfica y estructural de los distintos niveles sísmicos interpretados. Las interpretaciones van desde niveles profundos correspondientes con la Fm Lotena hasta niveles someros como lo es el contacto entre el Grupo Rayoso y el Grupo Neuquén.

Estratigráficamente se describen unidades cuyos espesores se mantienen bastante constantes en todo el cubo y se realiza la descripción sismoestratigráfica. La estructuración del área presenta su zona más elevada en el sector centro-occidental del cubo con un suave buzamiento hacia el este.

2. INTRODUCCIÓN

2.1) MOTIVO

El motivo del presente trabajo es cumplir con los requisitos exigidos para obtener el título de Licenciada en Ciencias Geológicas otorgado por la Universidad Nacional de San Juan (en adelante UNSJ).

El trabajo se orientó al área de interpretación sísmica haciendo especial énfasis en el adiestramiento en el manejo de bases de datos sísmicos, adiestramiento en el manejo de datos de perfiles eléctricos de pozos, ordenamiento y análisis de los mismos y su posterior interpretación. Se contó con el valioso aporte de datos por parte de la Dra. Josefina Pons que en el marco de un convenio establecido entre la UNSJ y la Universidad Nacional del Comahue de los datos sísmicos 3D del área de Rincón del Mangrullo. Además, se trabajó con los datos aportado por la empresa Energía Mineral S.A. (en adelante EMSA), en el marco de un convenio con la UNSJ, los cuales consisten en un cubo sísmico del área de las Tacanas, líneas sísmicas 2D y registros eléctricos de pozos.

El trabajo se focaliza en el estudio detallado del área de Rincón del Mangrullo, donde se efectuará un análisis sismoestratigráfico y estructural de la zona. Luego se lo vinculará regionalmente con la información sísmica 2D del área de Aguada Pichana y con la información sísmica 3D del área de Las Tacanas.

2.2) OBJETIVOS

2.2.1) Generales

- Aplicar los conocimientos teóricos-prácticos adquiridos durante el cursado de la carrera y demostrar capacidad para desarrollar tareas de investigación sobre el tema propuesto, con el fin de obtener el título de Licenciada en Ciencias Geológicas
- Adquirir conocimientos de manejo e interpretación de datos de subsuelo, los cuales consisten en perfiles eléctricos de pozos de exploración petrolera y datos de sísmica de reflexión (2 y 3D).

2.2.2) Específicos

- Desarrollar capacidades avanzadas en el manejo de la plataforma Geographix™ (Landmark – Halliburton), la cual es un software de interpretación de datos de subsuelo.
- Analizar estructuralmente el área de Rincón del Mangrullo con objeto de encontrar estructuras que alcancen la superficie y que posibiliten la migración de fluidos mineralizantes ricos en cobre.
- Confeccionar mapas de espesores (en tiempo y en profundidad) con objeto de analizar estratigráficamente el área en cuestión.
- Realizar un mapa litológico de la zona en base a la información obtenida en el trabajo de campo y a la interpretación de imágenes satelitales obtenidas de Google Earth para integrar la información de superficie con la información sísmica de subsuelo.
- Confeccionar un mapa estructural en profundidad que integre la zona con información sísmica.

3. UBICACIÓN del ÁREA de TRABAJO Y VÍAS de ACCESO

3.1) UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se encuentra en la Provincia de Neuquén. Argentina (Fig. 1). Está comprendida en la Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Abarca una superficie aproximada de 270 km², con esquinero Noroeste en coordenadas x: 2.462.700 y: 5.737.400 y esquinero Sureste en coordenadas: x: 2.481.600 y: 5.723.700 (Sistema: Gauss-Kruger, Datum: Campo Inchauspe).

3.2) UBICACIÓN GEOLÓGICA

Geológicamente, el bloque Rincón del Mangrullo se encuentra emplazado en el sector centro-este de la provincia geológica “El Engolfamiento Neuquino” de la Cuenca Neuquina. Los rasgos estructurales característicos en el área de estudio son el Dorso de los Chihuidos y el Bajo de Añelo (Fig. 1).

Al “Dorso de los Chihuidos” se lo describe como una enorme estructura anticlinal de orientación N–S con una extensión de más de 70 Km que se emplaza en el margen occidental del área de estudio. Mientras que al Bajo de Añelo se lo describe como un bajo estructural aproximadamente rectilíneo de orientación NO.

Al sur y más retirado del área de trabajo, se encuentra la Dorsal de Huincul, rasgo de primer orden que segmenta a la Cuenca Neuquina en dos subcuencas: la principal hacia el norte y la subcuenca de Picún Leufú hacia el sur. La dorsal ha sido interpretada como un sistema de cizalla dextral E-W (Ploszkiewicz *et al*, 1984, en Uliana y Legarreta, 1993) (Fig. 1).

Geomorfológicamente el área se caracteriza por la presencia de escarpadas bardas en todo el margen del Río Neuquén y por las planicies de los depósitos terrazados del Río Neuquén. En las bardas afloran las Fms Candeleros, Huincul y Lisandro y hacia el noroeste del Rincón del Mangrullo afloran coloreando de rojo el paisaje extensos afloramientos de la Fm Candeleros que son profundamente erodados del Dorso de los Chihuidos apareciendo exhumada la Fm Rayoso, donde dominan cuevas y crestas escalonadas (Fig. 2, zona de Las Carceles).

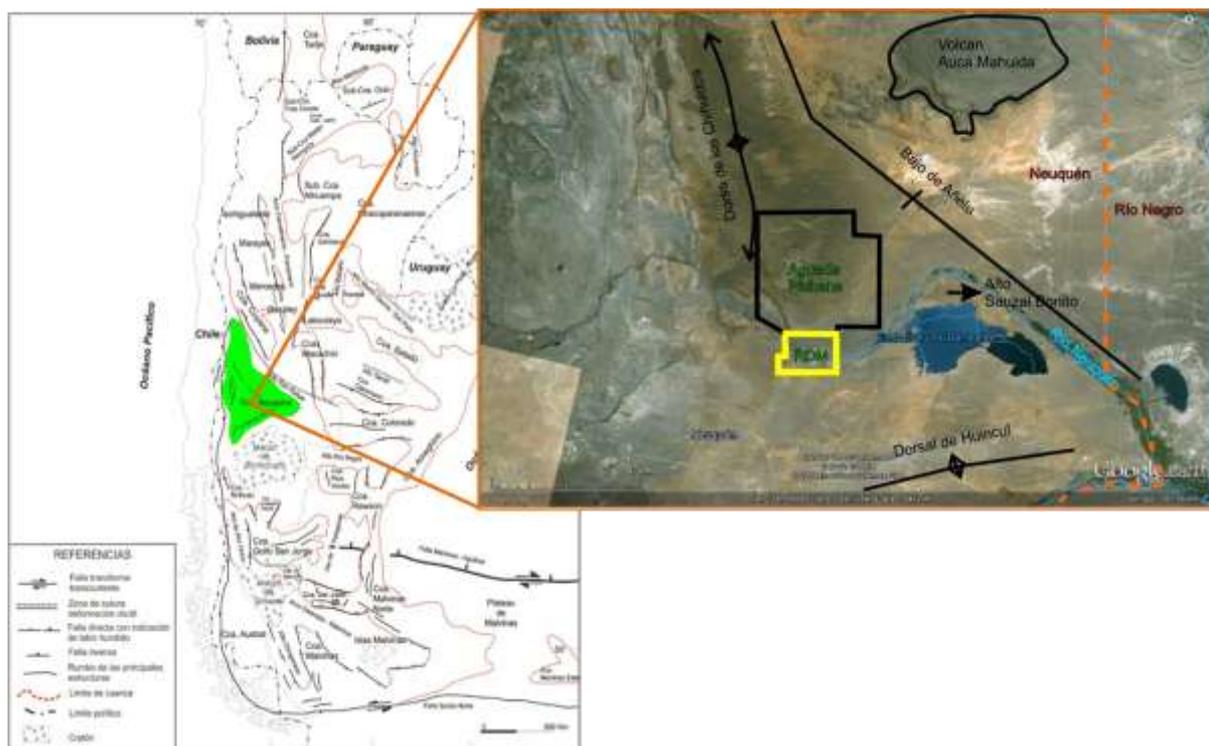


Figura 1: Izquierda: Mapa de las Provincias geológicas de Argentina. Se destaca en color verde la provincia geológica “El Engolfamiento Neuquino”. Derecha: Imagen satelital tomada de Google Earth del área en estudio. Se resaltan los rasgos estructurales característicos y en recuadro amarillo el bloque Rincón del Mangrullo.

3.3) VÍAS de ACCESO

La zona de estudio se ubica al suroeste del Departamento de Añelo, Provincia de Neuquén (Fig. 2). Se accede al Bloque Rincón del Mangrullo, desde la provincia de San Juan, por la Ruta Nacional N° 40 hasta la localidad de San Rafael en la provincia de Mendoza. De allí se empalma con la Ruta Nacional N° 143 y luego, en la localidad de Algarrobo del Águila, Provincia La Pampa, se toma la Ruta Nacional N° 151 hasta el límite entre las provincias de Río Negro y Neuquén.

Ya en esta posición, se toma la Ruta Provincial N° 7 poco después de la localidad Sargento Vidal, ingresando de esta forma a la provincia de Neuquén. Esta última ruta pasa por la localidad de Añelo donde se debe tomar la Ruta Provincial N° 17 que poco más al oeste, empalma con la Ruta Provincial N° 1, la cual no se encuentra pavimentada.

Siguiendo la Ruta Provincial N° 1 hacia el oeste y sobre la margen izquierda se encuentran carteles que indican los accesos al Yacimiento el Mangrullo por huellas de tierra, a través de las cuales se accede al bloque Rincón del Mangrullo (Fig.2).



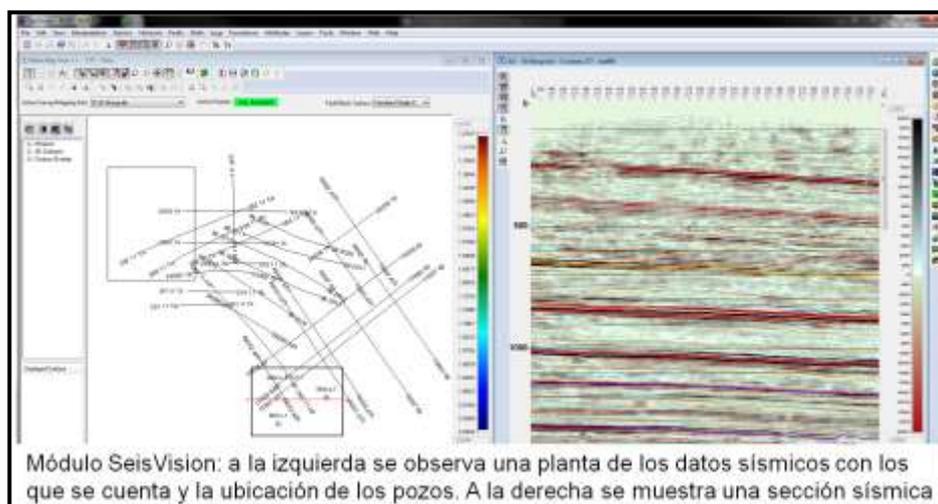
Figura 2: La imagen (tomada de Google Earth) muestra las vías de acceso a las zonas donde se trabajó en el campo y al bloque Rincón del Mangrullo.

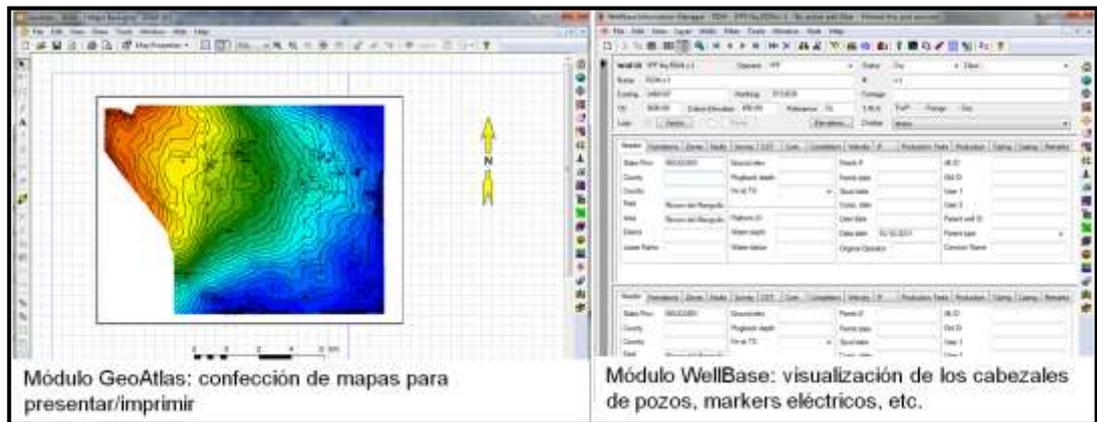
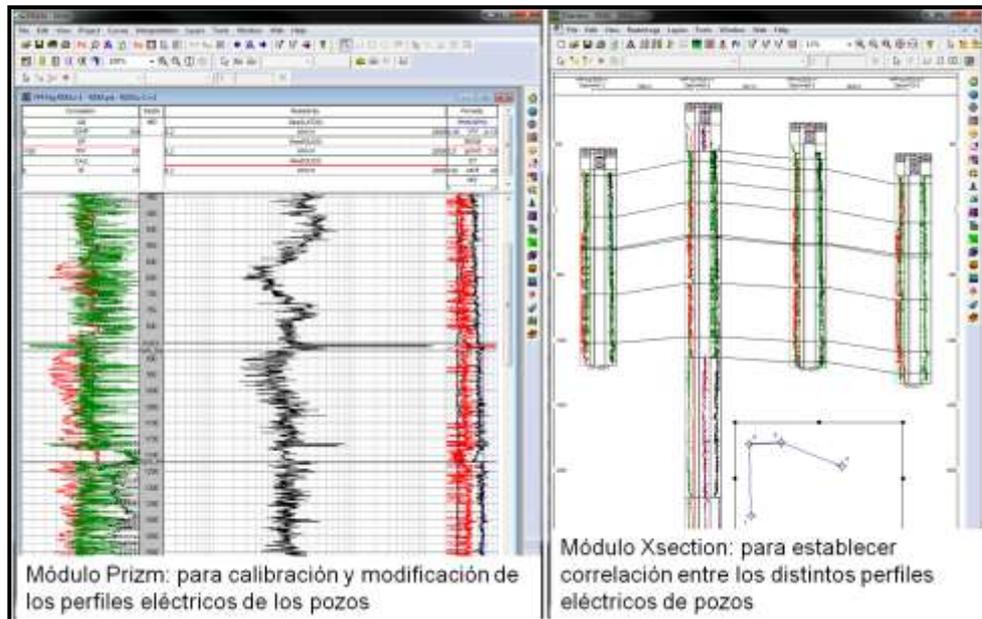
4. METODOLOGÍA de TRABAJO

4.1) PLATAFORMA GEOGRAPHIX™ (Landmark – Halliburton)

La plataforma utilizada para la interpretación de los datos sísmicos de reflexión y el manejo de datos de pozos es Geographix™ (Landmark – Halliburton), en adelante “GGX”, la cual se encuentra instalada en el Gabinete (en formación) de Geociencias Aplicadas a la Exploración y Producción de Hidrocarburos (en adelante GGAEPH), dependiente de los Departamentos de Geología, Geofísica de la FCEFyN de la UNSJ.

Esta plataforma a través de sus distintos módulos nos permite la visualización e interpretación de los datos sísmicos (Módulo SeisVision), la preparación de los diferentes tipos de mapas (Módulo GeoAtlas), la visualización, modificación y ajuste de los datos de pozos y de los registros eléctricos de éstos (Módulos WellBase y Prizm) y la correlación entre pozos (Módulo XSection). A continuación se muestran los distintos módulos utilizados en este trabajo.





4.2) DATOS

Para el trabajo se contó con el siguiente *set* de datos:

- 1 Cubo sísmico 3D del área Rincón del Mangrullo de 360 km² en formato “SEGY”
- 1 Cubo sísmico 3D del área Las Tacanas de 227 km² en formato “SEGY”
- 42 Líneas sísmicas 2D que suman un total de 465 km en formato “SEGY”
- 28 Pozos con sus respectivos registros eléctricos en formato “LAS”

Ver en Fig. 3 la distribución de los datos en planta.

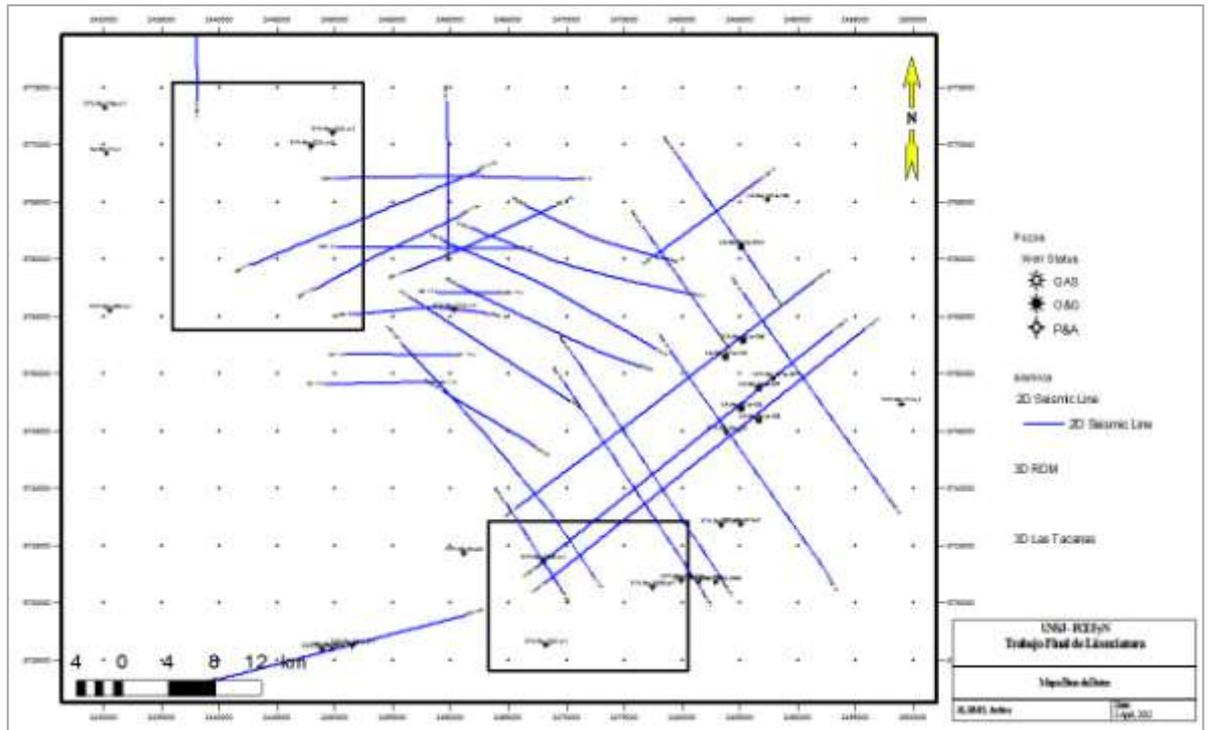


Figura 3: En el mapa se muestra en recuadro negro los cubos sísmicos 3D (al sur Las Tacanas, al norte Rincón del Mangrullo). Las líneas azules corresponden a las sísmicas 2D.

4.3) CARGA y GENERACIÓN del PROYECTO

En una primera instancia de trabajo se armó un proyecto en la plataforma “GGX” con el nombre “EMSA”. Luego se ordenó la base de datos de pozos y sísmicas (2D y 3D) para finalmente importar los datos sísmicos en formato “SEGY” y los datos de pozos y perfiles eléctricos en formato “LAS” a la plataforma “GGX”.

Posteriormente se procedió a la georreferenciación de imágenes satelitales y mapas geológicos existentes del proyecto y cargado en “GGX” y a la revisión y calibración de perfiles eléctricos (SP, DT y densidad).

4.4) INTERPRETACIÓN de los DATOS de SUBSUELO

El proceso llevado a cabo en este trabajo para la interpretación de los datos sísmicos y de los perfiles eléctricos es el siguiente:

- Recopilación bibliográfica de publicaciones científicas en la zona de estudio.
- Definición y correlación de pases formacionales y *markers* eléctricos.
- Atado de pozos en el cubo sísmico y sísmicas 2D mediante la confección de sismogramas sintéticos.

- Visualización de la información sísmica para identificar los reflectores más continuos. Selección de los horizontes sísmicos guía a interpretar.
- Interpretación de cada uno de estos reflectores con un alto nivel de detalle (Fig. 4).
- Generación de mapas estructurales en tiempo, de amplitud sísmica y de isoespesores en tiempo. (Fig. 5).
- Análisis de cada uno de los mapas e interpretación geológica de la información.

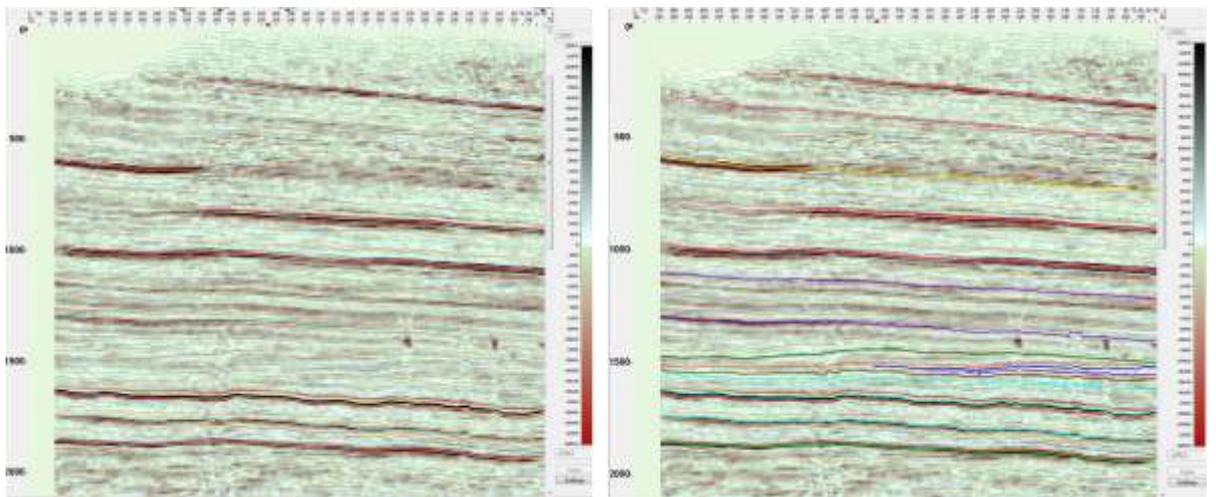


Figura 4: A la izquierda se muestra una sección sísmica sin los reflectores sísmicos interpretados y a la derecha la misma sección sísmica con los reflectores de interés seguidos.

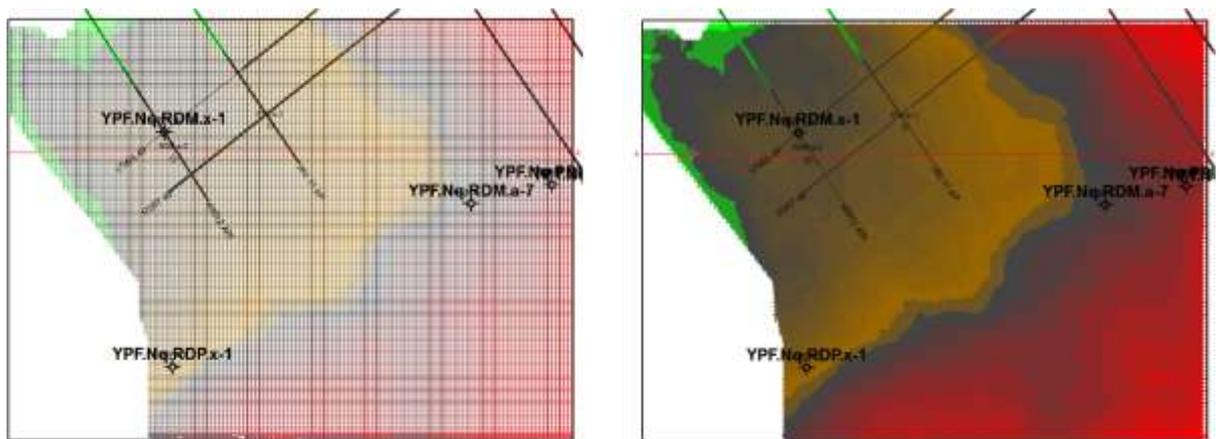


Figura 5: Izquierda: cubo Rincón del Mangrullo con uno de los horizontes interpretados en detalle. Derecha: mapa estructural en tiempo, del horizonte mencionado, generado por interpolación de datos.

4.5) RELEVAMIENTO GEOLÓGICO de SUPERFICIE

Gabinete pre-campo

- Recopilación bibliográfica de publicaciones científicas, de imágenes satelitales, de cartas topográficas y de hojas geológicas de la zona de estudio.
- Mapeo preliminar de las unidades estratigráficas formacionales aflorantes y de las estructuras reconocidas en trabajos previos sobre imágenes de Google Earth con el Módulo GeoAtlas de la plataforma “GGX”.
- Trazado de los itinerarios posibles a realizar en el campo.

Campo

- Confección de perfiles litoestratigráficos para la identificación de distintas unidades estratigráficas, los contactos entre ellas y caracterización de las mismas..
- Georreferenciación de los contactos entre formaciones.
- Toma de muestras para estudios petrográficos-petroológicos.

Gabinete post-campo

- Descripción macroscópica de las muestras con lupa y toma de fotografías de las mismas.
- Confección de mapa litológico detallado del área.

5. CUENCA NEUQUINA.

La zona en estudio se encuentra emplazada en la provincia geológica “El Engolfamiento Neuquino” (Braccacini, 1970) de la cuenca Neuquina (en Ramos *et al*, 2011). La Cuenca Neuquina comprende la región extraandina de Neuquén y sur de Mendoza, donde afloran principalmente depósitos terrestres cretácicos y escasos remanentes de los depósitos marinos maastrichtianos-danianos.

Los límites de la cuenca son: al oeste con la Cordillera Principal incluyendo a las estribaciones montañosas del volcán Tromen (siguiendo la propuesta de Yrigoyen, 1979; en Ramos *et al*, 2011) y su proyección hacia el sur hasta la sierra de la Vaca Muerta; al noreste con el basamento del Bloque de San Rafael y su proyección hacia el sur (Ramos *et al*, 2011), y al sureste con las estribaciones del Macizo Nordpatagónico (Ramos *et al*, 2011) (Fig. 6).

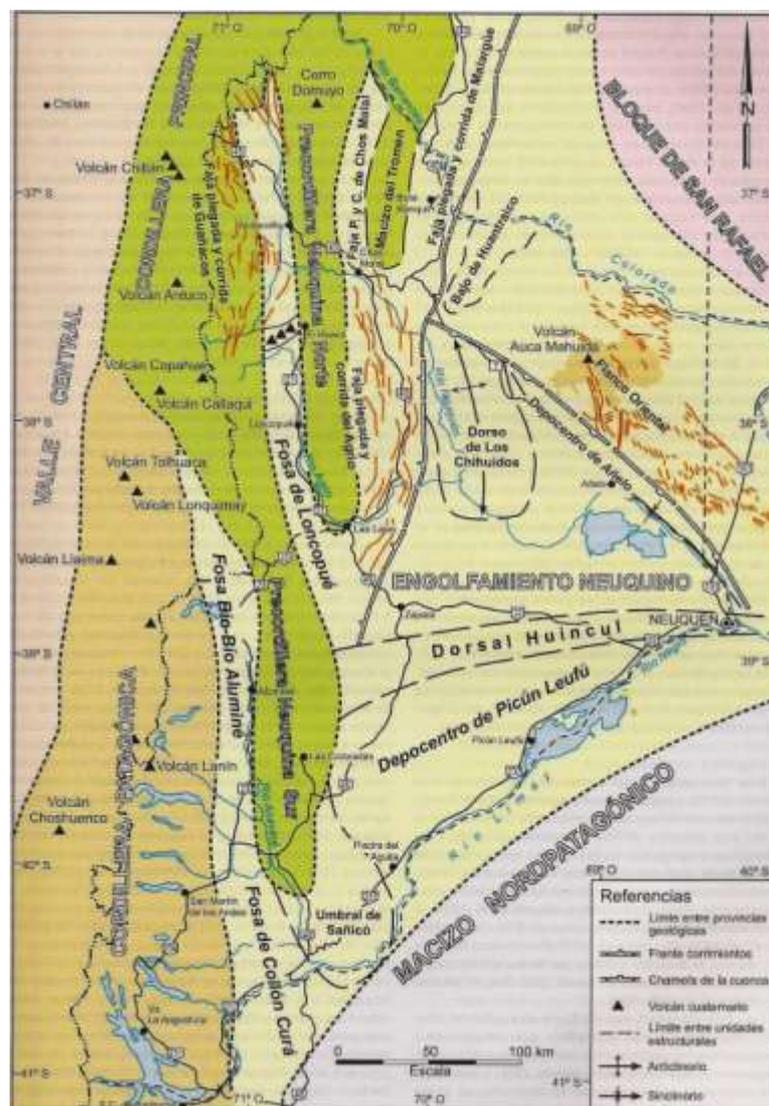


Figura 6: Características principales de las distintas unidades reconocidas en las provincias geológicas de Cordillera Principal, Cordillera Patagónica y Engolfamiento Neuquino. Reproducido de Ramos *et al*, 2011.

5.1) HISTORIA GEOLÓGICA

La Cuenca Neuquina cubre un área de 115.000 km² y constituye una cubeta que acumuló unos 7 km de espesor de sedimentos. El origen de la sucesión sedimentaria se asocia a la historia del margen occidental de Gondwana, activo desde el Proterozoico (Ramos, 1988; en Berredo y Stinco, 2010) y condicionando por una subsidencia flexural en la mayoría de las regiones.

El componente estratigráfico clave de la Cuenca Neuquina es la cuña sedimentaria Jurásica media a Paleocena que contiene a la mayoría de las rocas madre. Esta cuña representa el relleno de un depocentro de intraarco a retroarco (Uliana y Legarreta, 1993).

En el Pm-Tr evolucionó con un régimen extensional con desarrollo de cuencas de *back arc* que generaron el engolfamiento en la región del antepaís (Berredo y Stinco, 2010). En el Pm tardío tuvo lugar el evento magmático del Grupo Choiyoi, el cual se emplazó bajo un régimen extensional con desarrollo de un rift amplio sobre estratos carboníferos (Uliana y Legarreta, 1993). Este magmatismo continúa hasta el Tr Tardío y Jr Temprano desarrollado dentro de depocentros aislados limitados por fallas tipo hemigraben (Arregui, *et al*, 2011a).

La sedimentación terrestre del Tr medio a tardío (etapa pre-cuyana) es arealmente discontinua y registra varios pulsos de abanicos aluviales y de actividad volcanogénica félsica a básica. Esta sedimentación colmató los depocentros asimétricos separados por zonas de transferencias y de acomodación (Berredo y Stinco, 2010).

Los depocentros, con orientación general noreste-suroeste, existieron hasta el Jr temprano. Luego, una gradual y amplia subsidencia regional condujo a la coalescencia de los mismos junto a una transgresión marina gradual debida al aumento global del nivel del mar y a la actividad en el margen pacífico (Uliana y Biddle, 1988; en Uliana y Legarreta, 1993). Los depósitos de esta etapa se corresponden al Grupo Cuyo.

Durante el Tr Superior Alto – Jr Inferior, los sectores próximos a la Dorsal de Huincul fueron sometidos a compresión originando inversión de las antiguas estructuras extensivas (Barredo *et al*: 2008; en Berredo y Stinco, 2010). Luego, comienza el pasaje al enfriamiento térmico de *sag* donde los episodios de inversión potenciaron o retractaron las variaciones eustáticas concominantes (Berredo y Stinco, 2010). Esto último favoreció el desarrollo de ambientes continentales terrestres y marinos hasta el Paleoceno, momento en que el régimen compresional resultante de la orogenia andina pasó a controlar la subsidencia por flexión litosférica (Berredo y Stinco, 2010).

Desde el Jr al Campaniano los sedimentos que rellenan la cuenca fueron mayormente aportados desde el Macizo Patagónico y el Cordón de Sierra Pintada y, desde finales del Cretácico, el aporte principal fue desde el arco (Uliana y Legarreta, 1993). Este cambio de proveniencia ha sido interpretado como causado por un incipiente desarrollo de una faja plegada y corrida (Barrio, 1990) o como por la consecuencia de un levantamiento regional inducido por el emplazamiento de los batolitos cretácicos (Digregorio *et al*, 1984; Legarreta *et al.*, 1989; en Uliana y Legarreta, 1993).

Durante el Eoceno la sedimentación fue menor reflejando, probablemente, una subsidencia limitada y/o local combamiento (Uliana y Legarreta, 1993).

En el Oligoceno la sedimentación clástica fue interrumpida en el sur de Mendoza y partes de Neuquén por coladas basálticas alcalinas y lluvias de cenizas relacionadas a esfuerzos distensivos regionales (Bermúdez, 1987; Ramos y Barbieri, 1988).

En el Oligoceno tardío y Mioceno temprano la actividad del arco Andino se extendió hacia el este alcanzando una vasta extensión del antepaís Patagónico (Uliana y Biddle, 1988 en Uliana y Legarreta, 1993) y se desarrollan aislados centros magmáticos como volcanes de composición andesítico-basáltica (Uliana y Legarreta, 1993).

Durante el Mioceno tardío, el cinturón Cordillerano y parte del antepaís yacían bajo contracción. Estas características estructurales son aisladas, con aparición discontinua e irregular del Tr y Pm y cuñas compresionales que sugieren un basamento de piel gruesa a través de la inversión del sistema de fallas normales del Mz temprano (Uliana y Legarreta, 1993).

La compensación morfogenética del levantamiento ocurre durante el Cz tardío, levantando los picos de la Cordillera a 4,000 msnm y posicionando la presente Cuenca Neuquina sobre el nivel base erosivo (Uliana y Legarreta, 1993).

5.2) ESTRATIGRAFÍA

En el ámbito de la Cca Neuquina la provincia magmática Choiyoi forma parte del basamento de la misma (Llambías y Sato, 2011). En Neuquén la actividad magmática de la provincia Choiyoi comenzó a los ~314 Ma y finaliza cerca de los 250 Ma (Llambías y Sato, 2011).

El comportamiento extensional durante el Jr temprano (Uliana *et al*, (1989) fue el precursor de la subsidencia que generó a la Cca y a los *hemigrabens* que se rellenaron con

depósitos volcánicos, volcanoclásticos y sistemas aluviales-lacustres (Arregui *et al*, 2011a). Las series volcánicas supatriásicas-infrayurásicas y supatriásica-intrayurásica (Groeber, 1929; en Llambías y Sato, 2011), junto con las unidades sedimentarias relacionadas, fueron incluidas dentro del ciclo Pre-Cuyano por Gulisano (1981); Gulisano *et al* (1984) (en Llambías y Sato, 2011), por infrayacer al ciclo Cuyano. El ciclo Pre-Cuyano está comprendido entre el basamento cristalino de la Cca Neuquina y la primera ingesión marina Jr del Gr Cuyo (Gulisano, 1981). Un rasgo común de este Ciclo es su geometría en cuña y su compleja naturaleza volcanoclástica.

A partir del Jr temprano y hasta el K temprano se suceden una serie de ciclos sedimentarios de diferentes magnitudes tanto en tiempo como en el espacio con depósitos que marcan alternancias de sedimentación marina y terrestre (Arregui *et al*, 2011a) (Fig. 7).

En el Jr medio-temprano el sector sur de la cuenca, influenciado por la Dorsal de Huinul, se comportó como un área activa aportando sedimentos. Esta sedimentación recién se manifiesta en el sector norte de la cuenca en el Jr medio-tardío (Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1995; Arregui *et al*, 2011b, Mosquera *et al*, 2011; en Arregui *et al*, 2011a).

El siguiente ciclo, Gr Lotena, experimentó una gran contracción en el área de sedimentación: luego de un inicio con importantes espesores de areniscas y conglomerados se produjo una disminución del influjo clástico permitiendo el desarrollo de plataformas carbonáticas que culminan con un evento evaporítico de gran espesor en la región central de la cuenca (Arregui *et al*, 2011a). Este contraste entre calizas marinas normales y espesos paquetes de yeso implica una fuerte restricción del mar abierto del Pacífico debida, posiblemente, al crecimiento de un arco volcánico en el oeste (Arregui *et al*, 2011a).

A partir de ese momento se produce un gran cambio paleogeográfico considerado por numerosos autores como la etapa evolutiva del relleno de la Cca Neuquina denominada “Ciclo Andico” por Groeber (1946) (en Arregui *et al*, 2011a), y cuya base se ubica por encima de la discordancia Araucánica o Intralarámica, a partir de la cual se desarrolla el Gr Mendoza.

El ciclo marino subsiguiente (Titoniano-Valangiano temprano) representado por la Fm Vaca Muerta y equivalentes, marca la máxima expansión marina dentro del marco de un engolfamiento somero (Arregui *et al*, 2011a).

Posteriormente, se desarrollaron ciclos con alternancias de etapas de continentalización parciales y depósitos marinos someros y con paleogeografías cada vez más restringidas (Arregui *et al*, 2011a). En el Valangiano se desarrolla la Fm Mulichinco (Schwarz

et al, 2001; en Arregui *et al*, 2011a), seguida por depósitos marinos de la Fm Agrio acumulados entre el Valangiano tardío y el Barremiano temprano (Spalletti *et al*, 2011b; en Arregui *et al*, 2011a), con un muy breve episodio de continentalización correspondiente al Mb Avilé (Veiga *et al*, 2011; en Arregui *et al*, 2011a). A partir del Barremiano tardío y el Aptiano, tiene lugar la depositación del Gr Bajada del Agrio, integrado por la Fm Huitrín (Gutierrez Pleiming *et al*, 2011; Veiga y Vergani, 2011; Gómez Figueroa *et al*, 2011; en Arregui *et al*, 2011a) y por la Fm Rayoso, conformada por un intervalo con intercalaciones de evaporitas y capas rojas (Zavala y Ponce, 2011; en Arregui *et al*, 2011a).

Desde entonces la cuenca no vuelve a recibir transgresiones marinas desde el oeste. Luego de la máxima expansión del depocentro a fines del Jr inicios del K, se reconoce una disminución progresiva del espacio de acomodación hasta su definitiva continentalización. Estos cambios marcan el fin de la etapa de subsidencia termal y el comienzo del alzamiento de la Cordillera de los Andes que clausura la conexión con el océano Pacífico (Arregui *et al*, 2011a). Durante el K tardío los depósitos terrestres del Gr Neuquén representan, parcialmente, esta etapa con proveniencias de sedimentos desde el oeste (Tunik *et al*, 2010; en Arregui *et al*, 2011a).

Asociado con el proceso de separación de África de Sudamérica se produce en el Maastrichtiano la primer ingresión atlántica con una pendiente regional hacia el este y vinculada a un ascenso eustático global (Rodríguez, 2011; en Arregui *et al*, 2011a).

La evolución de la Cordillera de los Andes durante el Tc señala etapas de extensión alternando con otras de convergencia durante las cuales se crearon los rasgos topográficos y los depósitos volcánicos y sedimentarios asociados (Arregui *et al*, 2011a). Ramos y Folguera (2005) (en Arregui *et al*, 2011a) describieron dos etapas de extensión durante el Oligoceno-Mioceno temprano y Plioceno-Cuaternario temprano y dos de compresión en el Mioceno medio-tardío y el Cuaternario superior.

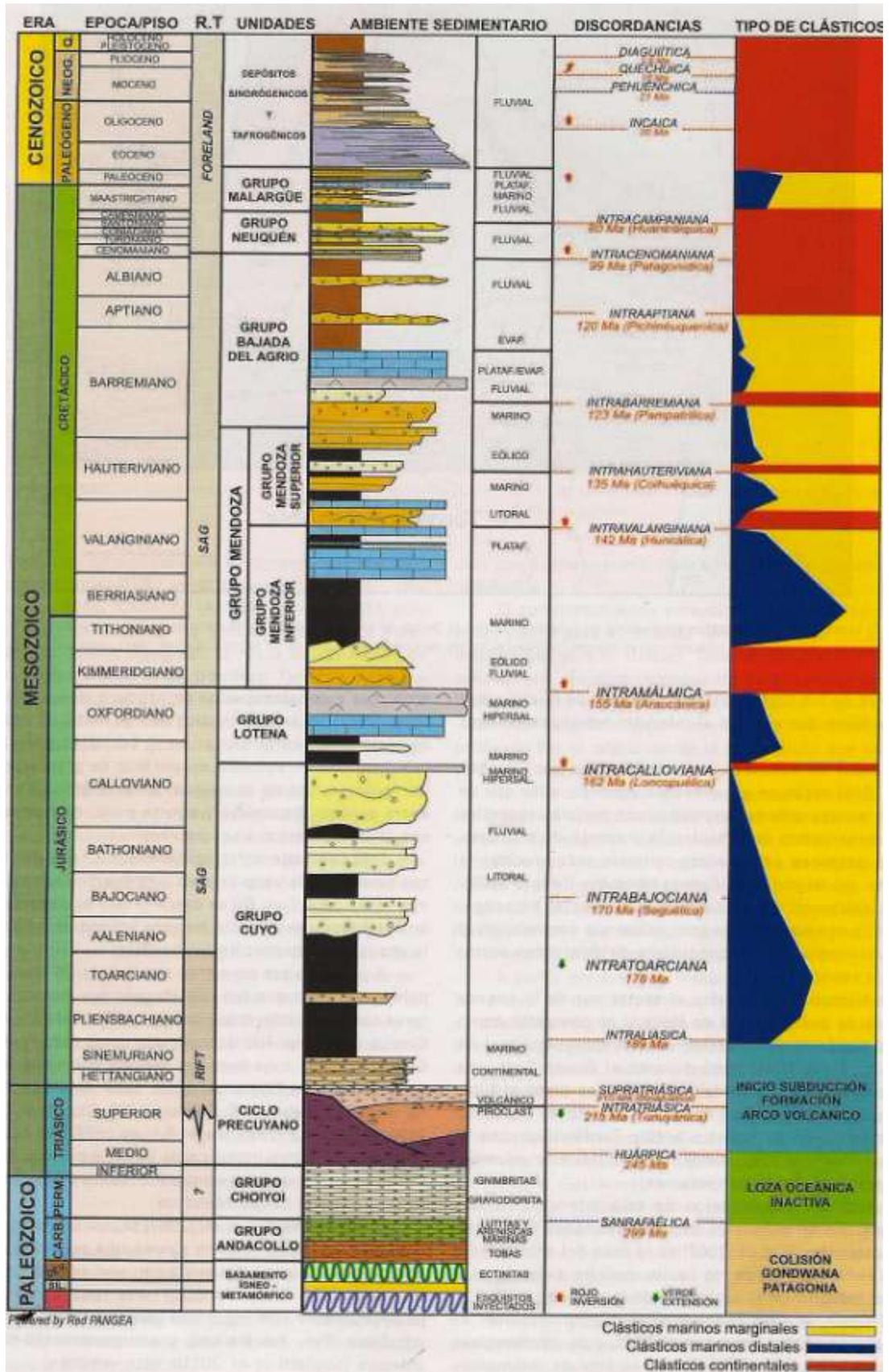


Figura 7: Columna estratigráfica generalizada de la provincia del Neuquén, mostrando la posición relativa de las unidades de orden mayor, con indicación del régimen tectónico (R.T.), ambiente sedimentario, principales discordancias y tipos de clásticos. Tomado de Arregui *et al*, 2011a.

5.3) ESTRUCTURA

La región del Neuquén es un área con estilos estructurales sobreimpuestos donde las fábricas de deformación son dominadas por la actividad de fallas desarrolladas durante el episodio extensional del Mz inferior (Uliana y Legarreta, 1993). Algunas de éstas experimentaron múltiples fases de reactivación durante el Jr y K Inferior y, muchas de ellas, evolucionaron como fallas inversas debido a la acomodación de los esfuerzos compresivos del Cenozoico superior (Uliana y Legarreta, 1993).

El patrón estructural expuesto es dominado por una serie de bloques de “basamento” pre-Triásico (Groeber, 1929; en Uliana y Legarreta, 1993), los cuales se levantan a lo largo de fallas inversas. El levantamiento es corto y usualmente asimétrico con vergencia poco definida (Uliana y Legarreta, 1993).

En el Engolfamiento Neuquino, la Dorsal de Huincul (Fig. 6) segmenta la cuenca en dos subcuencas: la principal hacia el norte y la subcuenca de Picún Leufú hacia el sur. Esta dorsal ha sido interpretada como un sistema de cizalla dextral E-W por Ploszkiewicz *et al* (1984) (en Uliana y Legarreta, 1993). Varios anticlinales petrolíferos localizados al norte de la dorsal son interpretados como altos invertidos desarrollados por la transpresión regional que actúa en las mismas fallas normales que controlará el comienzo de la cuenca (ejemplos: La Estancia Vieja, Lindero Atravesado, Cerro Bandera) (Uliana y Legarreta, 1993).

En el borde occidental, se desarrolla la faja plegada y corrida del Agrio (Braccacini, 1970) interpretada por Ramos (1978) (en Ramos *et al*, 2011) como una deformación compresiva de retroarco al este del arco volcánico activo asociado a pliegues y fallas inversas que despegan en los niveles evaporíticos. Esta faja tiene dos sectores diferentes, uno interno y más montañoso (Precordillera neuquina norte) con fallas que involucran al basamento (Vergani *et al*, 1995, Ramos, 1998; en Ramos *et al*, 2011) y uno externo de naturaleza epidérmica que se desarrolla en el pie de monte.

En el sur de Mendoza, donde las series Tithoniana-Neocomianas se vuelven más delgadas, el patrón estructural de la faja plegada y corrida de Malargüe registra un aumento de la incidencia de la subducción de bajo ángulo (Uliana y Legarreta, 1993). El lado exterior del cinturón plegado está caracterizado por una vergencia oriental definida. En el norte de Malargüe, las fallas frontales emergen a la superficie (Kozlowski, 1991) no ocurriendo lo mismo en Neuquén donde las estructuras frontales son tapadas mostrando un buen desarrollo de la zona triangular (Ploszkiewicz, 1987; Viñes, 1990); en Uliana y Legarreta, 1993).

El Dorso de los Chihuidos (Fig. 6) se caracteriza por una serie de anticlinales con vergencia hacia el oeste (Mosquera y Ramos, 2006) interpretada como una estructura de basamento que ha tenido diversos pulsos de levantamiento establecidos por las relaciones estratigráficas y dataciones de trazas de fisión en diferentes unidades del dorso de los Chihuidos (Ramos *et al*, 2011).

En el E de Neuquén y NE de Río Negro, la estructura está relacionada a una serie de trenes de fallas con orientación NNW-SSE a E-W que levantan hemigrábenes rellenos con unidades no marinas y volcánicas Tr-Liásicas (Uliana y Legarreta, 1993). Los cierres estructurales son de dos tipos: pliegues supratenues simples o fallas envolventes sobre hemigrábenes menos subsidentes (por ej.: Señal Picada y Campos Challacó); y arcos forzados o altos en el tope de “gruesos” hemigrábenes invertidos (por ej.: Cerro Bandera y Sierra Barrosa-Aguada Toledo) (Uliana y Legarreta, 1993).

6. ÁREA de TRABAJO: GEOLOGÍA LOCAL

6.1) ESTRATIGRAFÍA

6.1.1) Ciclo Precuyano

El basamento en el área está constituido por piroclastitas, ignimbritas e intrusivos asociados del Gr Choiyoi (Pángaro *et al*, 2002).

Los depocentros aislados del Tr tardío y Jr temprano, rellenos por las Fms Lapa y Sierra de Chacaico, gradualmente pierden su identidad, se amalgaman originando un área de sedimentación de *post rift* dando lugar a la depositación de la Fm Los Molles (pelitas negras en facies anóxicas con importantes flujos turbidíticos) del Gr Cuyo.

6.1.2) Grupo Cuyo

El término “Cuyano” fue introducido por Groeber (1946) para identificar la sección inferior del Jr Andino de origen marino que “...comprende los pisos *hettangense hasta bajocense medio a superior, en ocasiones tal vez hasta el batonense...*”. Más tarde, el mismo autor y colaboradores (Groeber *et al*, 1953; en Arregui *et al*, 2011b) señalaron que el Cuyano representaba un subciclo inicial del ciclo de sedimentación Jr en la Argentina. A partir de Dellapé *et al* (1978) (en Arregui *et al*, 2011b), la Gr Cuyo se lo identifica como una secuencia sedimentaria limitada en su base y techo por las discordancias Intraliásica (Rioatuélica) e Intracalloviana respectivamente.

El Gr Cuyo constituye la primera ingresión marina que cubre la cubeta neuquina y que, a través de sucesivas oscilaciones del nivel base depositó un espeso intervalo de pelitas, areniscas, conglomerados y evaporitas de ambiente marino profundo hasta terrestres.

La discordancia determinada por la fase Rioatuélica sobre el sustrato (depósitos volcánicos y piroclásticos del Gr Choiyoi y/o Ciclo Precuyano) marca el hiatus sobre el que avanza la transgresión marina inicial. Por su contenido fosilífero el inicio del Gr Cuyo se data como del Pliensbachiano-Toarciano en la provincia de Neuquén y del Sinemuriano-Hettangiano en el sur de la provincia de Mendoza (Arregui *et al*, 2011b). El tope está definido por una discordancia tectónica (discordancia Intracalloviana) que separan al Gr Cuyo del Gr Lotena.

Su edad abarca desde el Pleisbachiano-Toarciano temprano (zona de *Dactylioceras*) hasta el Aaleniano-Bajociano temprano (zona de *Emileia giebeli*) (Arregui *et al*, 2011b).

Aflora en gran parte de los flancos del anticlinal de Chacaico hasta el C° Lohan Mahuida en el suroeste de la provincia de Neuquén, y en los núcleos de los anticlinales de Picún Leufú y Cerro Lotena.

Formación Lajas (Weaver 1931)

Integrada por areniscas, conglomerados y en menor medida por pelitas oscuras con tonalidades verdosas y abundantes restos carbonosos. Fue depositada en ambientes marino somero deltaico y estuarinos. Con esta Fm comienza, en el Gr Cuyo, un gradual proceso de retracción del nivel del mar.

Su contacto basal es con la Fm Los Molles y, en subsuelo, yace por debajo de la Fm Punta Rosada de la cual es parcialmente coetánea.

Ocupa el lapso temporal desde el Aaleniano- Bajociano en el extremo sur (Dorsal) hasta el Calloviano temprano (Sierra de Vaca Muerta). Su contenido fosilífero es abundante y variado (Leanza y Hugo, 1997): se reconocen invertebrados marinos de conchilla gruesa de aguas templado-cálidas y pelecípodos junto con trigonias y corales (en Arregui *et al*, 2011b).

Su localidad tipo es en el flanco occidental de la Srra de Vaca Muerta desarrollando espesores promedios de 200m. Aflora además, a ambos flancos de la Dorsal de Huincul (C° Lotena) hasta el sur de la Srra de Chacaico. En el subsuelo se halla documentada por constituir uno de los tradicionales reservorios de hidrocarburos a lo largo de la Dorsal (C° Bandera-Río Neuquén) (Arregui *et al*, 2011b).

Formación Punta Rosada (Digregorio 1972)

Formada por areniscas, conglomerados y pelitas rojas y verdes de ambiente aluvial-fluvial. Fue definida en el subsuelo en el extremo oriental y noreste de la cuenca como los equivalentes continentales del Gr Cuyo (Arregui *et al*, 2011b).

Los espesores en el subsuelo son de 900m en Río Neuquén y de unos 350m en Entre Lomas, adelgazándose hacia el interior de la cuenca (Fig. 9)

Se le asigna una edad Bajociano tardío-Calloviano temprano (Arregui *et al*, 2011b). En esta unidad se alojan niveles productivos de hidrocarburos en la zona de la Dorsal y el sector oriental de la cuenca neuquina.

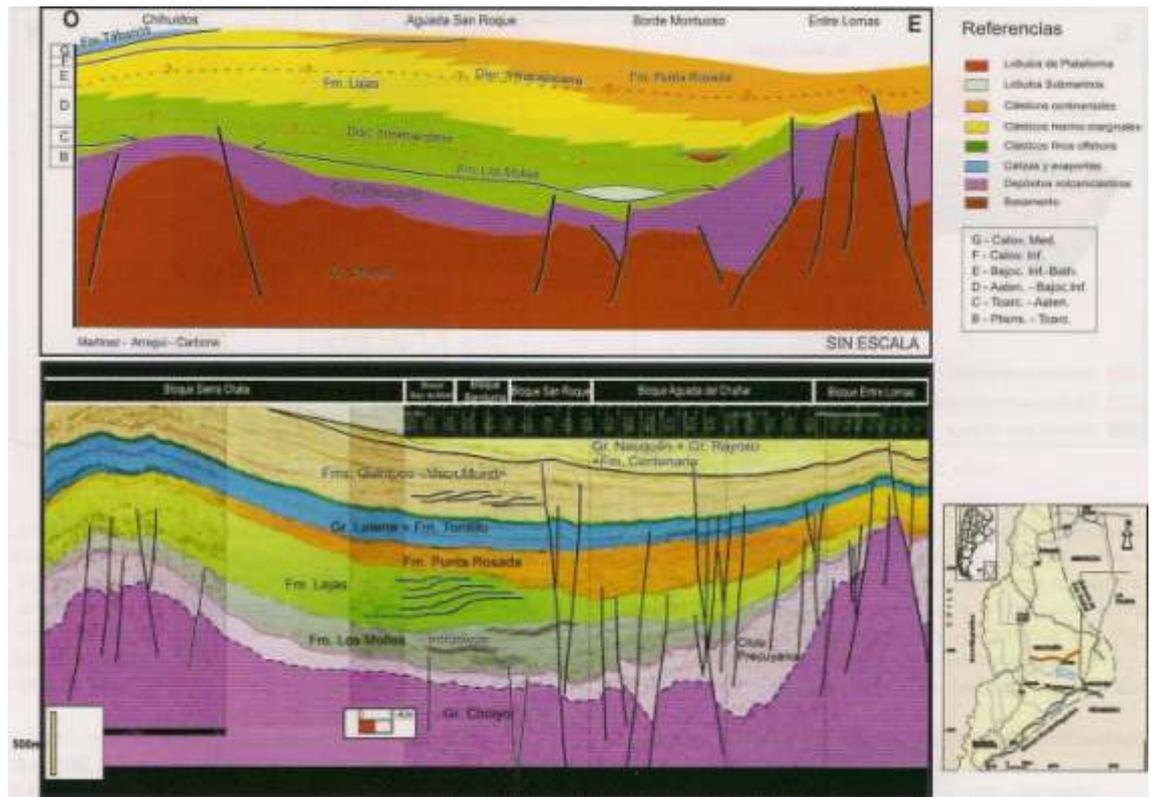


Figura 9: Corte estratigráfico esquemático del Grupo Cuyo en el subsuelo de Neuquén. Tomado de Arregui *et al.*, 2011b.

6.1.3) Grupo Lotena

Bajo esta denominación se agrupa a las Fms Lotena, La Manga y Auquilco. Este grupo fue propuesto por Leanza (1992) (en Arregui *et al.*, 2011c) para agrupar a las Fms Lotena y Fortín 1° de Mayo, esta última sería paralelizable con las Fms La Manga y Auquilco (Leanza y Hugo, 2001), en tanto que en subsuelo se corresponde con los “Estratos Marinos Subyacentes” (Digregorio, 1965 en Leanza y Hugo, 2001) o con la Formación Barda Negra (Digregorio, 1972; en Leanza y Hugo, 2001).

Litoestratigráficamente, abarca facies arenosas terrestres y de plataforma (Fm Lotena), facies calcáreas de la Fm La Manga (Fm Barda Negra en subsuelo) y, hacia el tope, facies evaporíticas (Fm Auquilco) (Arregui *et al.*, 2011c).

Conforma una secuencia completa de segundo orden que se inicia con una gran regresión forzada tectónicamente inducida (LTS), prosigue con el desarrollo de plataformas carbonáticas durante la máxima expansión del mar (TST) y finaliza con evaporitas correspondientes a una gran regresión normal (HST) (Arregui *et al.*, 2011c) (Fig. 10).

El intervalo se sitúa entre las discordancias regionales Intracalloviana e Intramálmica (Dellapé *et al.*, 1979; Gulisano *et al.*, 1984) quedando representados temporalmente entre el Calloviano medio (163 Ma) y el Oxfordiano tardío (155,6 Ma) (Arregui *et al.*, 2011c).

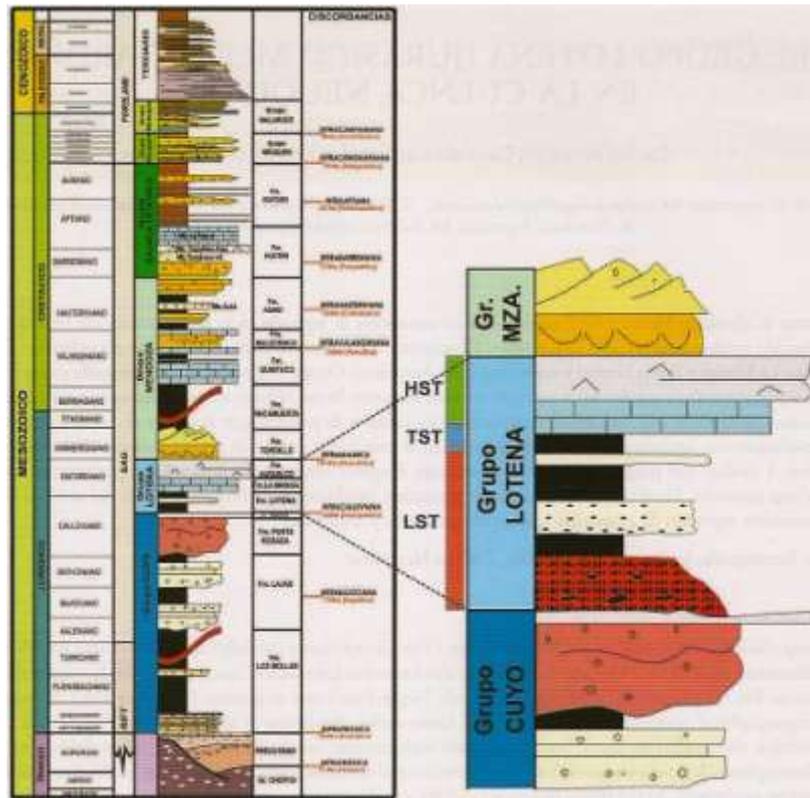


Figura 10: Columna estratigráfica generalizada de Mesozoico de la Cuenca Neuquina mostrando la posición relativa del Grupo Lotena y los cortejos de segundo orden. Tomado de Arregui *et al*, 2011c.

Formación Lotena (Weaver 1931)

Esta unidad fue definida para los bancos rojos que afloran desde el C° Lotena hasta la Srra de Chacaico. Litoestratigráficamente se reconocen tres tramos en el área de la Srra de Vaca Muerta: 1- una base arenosa y localmente conglomerádica que representa un cortejo de mar transgresivo que descansa sobre una discordancia de carácter regional; 2- un intervalo pelítico de palataforma con circulación abierta (por su contenido de microfósiles) dominada por acción de tormentas; 3- facies arenosas de ambiente de plataforma marina somera (Leanza y Hugo, 2001).

De acuerdo a la fauna de amonites y microfósiles se le asigna una edad calloviana media (Arregui *et al*, 2011c).

Su uso en subsuelo y afloramientos se generaliza a todas las facies clásticas terrestres y marinas someras que se encuentran por encima de la discordancia Intracaloviana y por debajo de secciones carbonáticas marinas (Arregui *et al*, 2011c).

Formación La Manga (Stipanivic y Mingramm; en Groeber, 1951)

Está formada por calizas muy duras, gris azuladas, con concreciones de pedernal y con algunas intercalaciones arenosas. En algunos casos las calizas presentan notables abultamientos interpretados como arrecifes de corales y esponjas, los que pueden alcanzar hasta 2 km de longitud y 80 m altura (véase Digregorio y Uliana, 1980; en Leanza y Hugo, 2001).

Se interpreta que el tramo inferior de la Fm La Manga corresponde a la porción intermedia de una rampa carbonática; que el tramo medio fue depositado en un ambiente litoral, gradando progresivamente a la parte intermedia o distal de una rampa carbonática, y que los espesos paquetes de calizas (*grainstones*) de la parte superior pertenecen a ambientes de plataforma externa (Leanza y Hugo, 2001).

Esta Fm apoya en concordancia sobre la Fm Lotena y su techo mantiene un contacto paraconcordante con las calizas brechosas y evaporitas de la Fm Auquilco (Gulisano *et al*, 1984; en Arregui *et al*, 2011c). Se la asigna al Oxfordiano tardío por contener la fauna de *Peltoceras* y *Perisphinctes* (Stipanivic, 1951; en Arregui *et al*, 2011c).

Su equivalente en subsuelo, por su contenido fosilífero, es la Fm Barda Negra compuesta por lutitas pardo oscuras a gris negruzcas, calcáreas con restos carbonosos y frecuentes calizas grises bioclásticas y oolíticas (Arregui *et al*, 2011c).

Formación Auquilco (Weaver 1931)

Originalmente conocida como Yeso Principal (Schiller, 1912; en Arregui *et al*, 2011c), y reemplazado por Groeber (1946) (en Arregui *et al*, 2011c) por Auquilcoense.

Está integrada por evaporitas que apoyan con contacto neto sobre los calcáreos marinos de salinidad normal (Arregui *et al*, 2011c). En su sección basal se reconocen calizas organógenas (*boundstone criptoalgales*), laminas y nódulos de anhidrita indicando un medio mesohalino poco profundo con niveles de exposición subaérea que evolucionan gradualmente a niveles de anhidrita hacia el tope del intervalo (Arregui *et al*, 2011c). Este litosoma posee en su sección media un nivel calcáreo oolítico-esqueletal de plataforma somera que no supera los 30 metros de espesor (Arregui *et al*, 2011c) (Fig. 11).

En el subsuelo de la cuenca posee espesores de más de 500 metros, documentado con sondeos en el sector central del Dorso de Chihuidos (Arregui *et al*, 2011c).

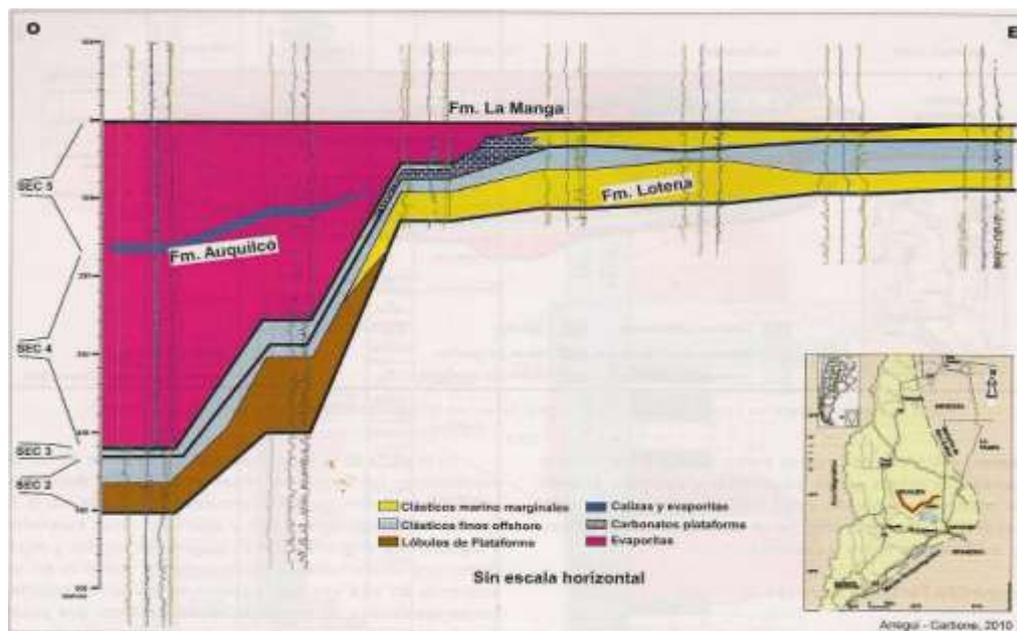


Figura 11: Corte estratigráfico esquemático del Grupo Lotena para áreas de subsuelo (en Arregui *et al*, 2011c).

6.1.4) Grupo Mendoza

El término fue establecido por Stipanovic *et al* (1968) al sustituir al Mendociano de Groeber (1946), otorgándole el rango de Grupo (en Leanza y Hugo, 2001). Se apoya en discordancia angular sobre entidades más antiguas de distintas edades y es cubierto por sedimentitas de la Fm Huitrín (Leanza y Hugo, 2001). La sedimentación del Gr Mendoza comienza en el Kimmeridgiano *sensu stricto* y culmina en el Barremiano inferior (Leanza y Hugo, 2001).

Groeber (1946) reconoció dos grandes ciclos sedimentarios a los que denominó: Jurásico, (constituido a su vez por los subciclos Cuyano y Loteniano-Chacayano) abarca el lapso Tr tardío a Kimeridgiano; y Ándico, comprende al intervalo que va desde el Thitoniano al Coniaciano y representan el final del Chacayano. A partir de Stipanovic y Mingramm (Groeber *et al*, 1953; en Spalletti *et al*, 2011) se consideran a estas sedimentitas como los depósitos iniciales del Ándico (o Preándico), dado que se ubica por encima de la discordancia intra o intermálmica. Legarreta y Gulisano (1989) (en Leanza *et al*, 2011) dividieron al Mendociano en tres tramos: Mesosecuencia Mendoza Inferior, donde queda incluida la Fm Tordillo; Mesosecuencia Mendoza Medio; y Mesosecuencia Mendoza Superior.

Las mesosecuencias de Legarreta y Gulisano (1989) (en Leanza *et al*, 2011) (Fig. 12) están basadas en agrupaciones tectonosedimentarias limitadas por discordancias, de manera que la Mesosecuencia Mendoza Inferior quedaba confinada entre las discordancias Intramálmica e Intravalangiana (base de Mulichinco), la Mesosecuencia Mendoza Media

entre ésta y la Intrahauteriviana (base del Mb Avilé) y, finalmente, la Mesocecuencia Mendoza Superior, entre esta discordancia y la que se encuentra en la base del Mb Troncoso Inferior (Fm Huitrín).

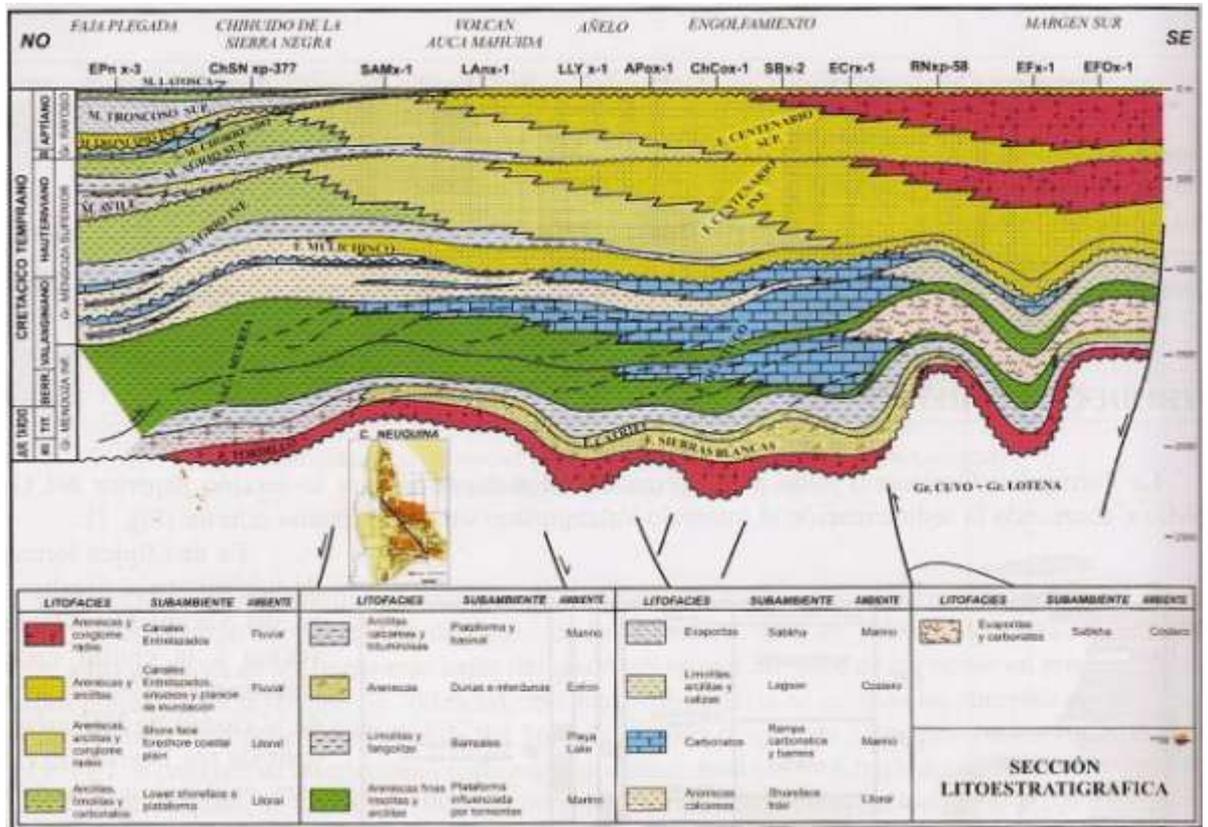


Figura 12: Corte litoestratigráfico SW-SE del Grupo Mendoza mostrando la transición de facies marinas profundas de la Fm Agrío a litorales y fluviales de la Fm Centenario. Tomado de Cabaleiro *et al*, 2002.

MESOSECUCENCIA MENDOZA INFERIOR

Dentro de las unidades de subsuelo, el Gr Mendoza Inferior comprende a los sedimentos clásticos de la Fm Tordillo, a las margas tithonianas de la Fm Vaca Muerta, a las sedimentitas calcáreo-evaporíticas de la Fm Loma Montosa (Digregorio, 1972), a las antiguamente denominadas “Fm Calcárea” y “Arcillas Verdes” (de Ferraris, 1947) y la denominada Fm Quituco (Weaver, 1931) (en Leanza *et al*, 2011) (Fig. 13).

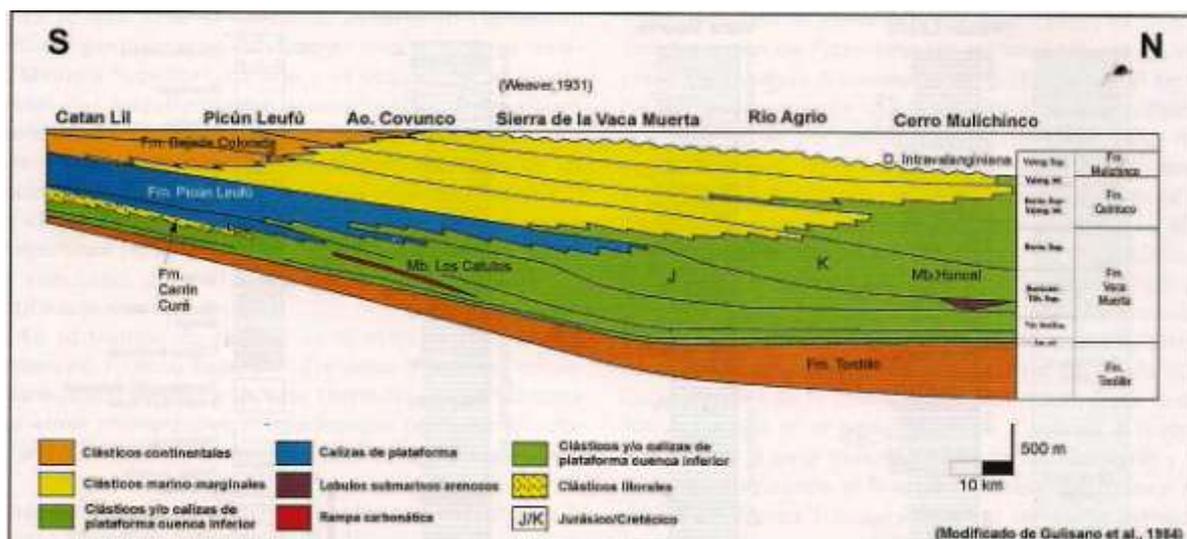


Figura 13: Esquema estratigráfico del Grupo Mendoza Inferior entre la comarca Catán Lil y el cerro Mulichinco (modificado de Gulisano *et al*, 1984). Reproducido de Leanza *et al*, 2011.

Formación Tordillo (Groeber 1946)

Con el nombre de Tordillense, Groeber (1946) (en Leanza y Hugo, 2001) reconoció a un conjunto de areniscas mayormente rojas. Stipanovic (1966) (en Leanza y Hugo, 2001) fue el primero en emplear la denominación de Fm Tordillo.

Se reconocen dos juegos de facies principales: las facies arenosas de origen eólico que se encuentran en el centro de la cuenca y, las facies gruesas conglomerádicas que se distribuyen en las posiciones de borde. Esta distribución se muestra en el mapa de facies de Maretto *et al* (2002) (Fig. 14). El sector sur del depocentro NO se caracteriza por su reducido espesor y el dominio de textura gruesa (conglomerados clasto sostén y areniscas gruesas), lo que indica áreas con alto gradiente, abundante carga de lecho, bajo grado de subsidencia y reducido espacio de acomodación (Spalletti *et al*, 2011). Poco más al norte, una cuña de depósitos fluvio-aluviales en el tramo medio de esta unidad avanza hacia el N y NE hasta interdigital con depósitos fluviales distales hacia el norte y eólicos hacia el este (Spalletti *et al*, 2011) (Fig. 15).

En la sierra de Vaca Muerta (área del C° Manzano Grande) la Fm Tordillo se dispone en discordancia regional con leve angularidad ya sea sobre los calcáreos de la Fm La Manga o los niveles yesíferos de la Fm Auquilco (Leanza y Hugo, 2001). La presencia de clastos de calizas manguenses en la base de la Fm Tordillo marcan la presencia de la discordancia Araucánica de 154 Ma (Leanza y Hugo, 2001). El pasaje a la Fm Vaca Muerta es transicional mediante una superficie de máxima inundación que marca un límite neto de secuencia depositacional (Leanza y Hugo, 2001).

Se considera que la edad de la Fm Tordillo corresponde al Kimmeridgiano, aunque es verosímil que pueda alcanzar el Tithoniano más bajo, dado que los primeros amonites reconocidos en la base de la Fm Vaca Muerta corresponden al Tithoniano inferior alto (Leanza, 1980; en Leanza y Hugo, 2001).

En el subsuelo del engolfamiento neuquino recibe otras denominaciones, como Fm Sierras Blancas y Catriel (Digregorio, 1972; en Spalletti *et al.*, 2011).

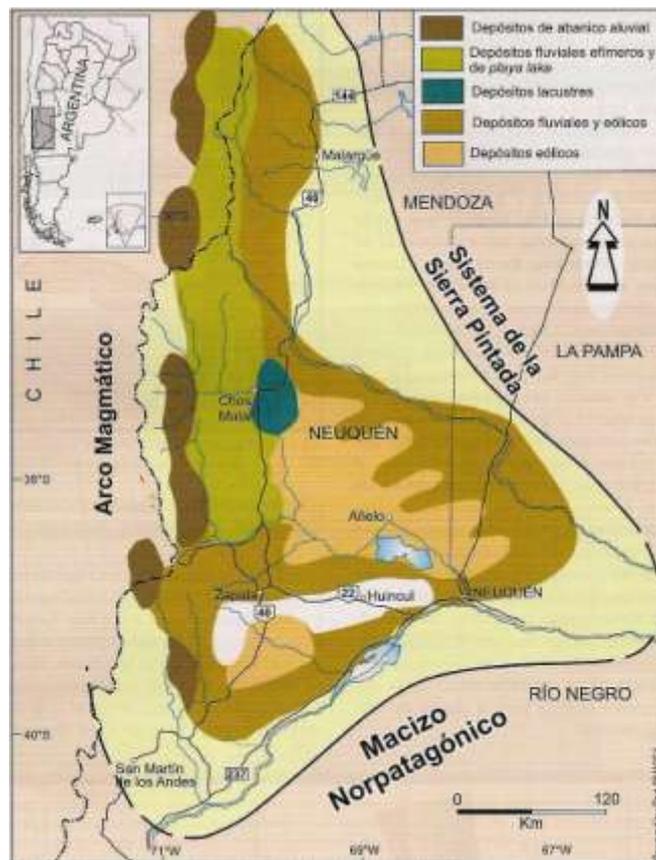


Figura 14: Distribución de los principales sistemas deposicionales de los depósitos continentales Kimmeridgianos (modificado de Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1995). Tomado de Spalletti *et al.*, 2011.

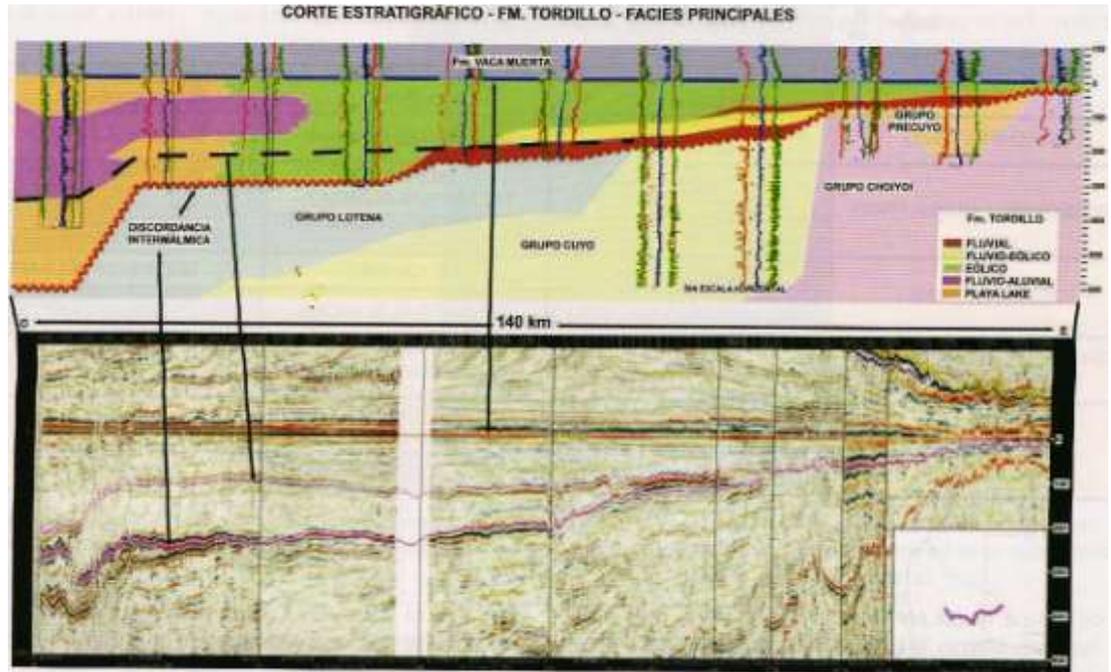


Figura 15: Corte regional y línea sísmica de orientación E-O que permiten apreciar las variaciones de espesor de las sedimentitas continentales Kimmeridgianas, sus cambios de facies y de sistemas de depositación, y las distintas relaciones estratigráficas (en Spalletti *et al*, 2011).

Formación Vaca Muerta (Weaber 1931)

La Fm Vaca Muerta está compuesta por pelitas y calizas, predominando arcilitas, arcilitas micríticas, micritas arcillosas y micritas, todas ellas con gran cantidad de materia orgánica bituminosa (Leanza y Hugo, 2001). En su parte inferior es frecuente la presencia de concreciones calcáreas desarrolladas preferentemente en las capas con *Virgatospinctinae* (Leanza, 1980; en Leanza y Hugo, 2001) (Fig. 12).

Esta Fm fue depositada en un ambiente marino de *off-shore* escasamente oxigenado, con alto contenido de materia orgánica (Leanza y Hugo, 2001). Su contenido faunístico, tanto de invertebrados como de vertebrados indican condiciones marinas correspondientes a aguas templado cálidas (Leanza y Hugo, 2001).

Sobre la base de la fauna de amonites su edad abarca desde el Tithoniano temprano tardío a medio en el arroyo Picún Leufú hasta alcanzar el Valangiano temprano en el norte neuquino (Leanza, 1973, Leanza y Wiedmann, 1989, entre otros; en Leanza *et al*, 2011).

Formación Quintuco

Integrada por alternancias de calizas de variados tipos (mudstones, packstones oolíticos, wackes) y fangolitas grises medio a oscuro (Olmos *et al*, 2002) (Fig. 12).

Su ambiente depositacional fue el de una plataforma carbonática interna, somera y abierta, con alta energía y parcialmente restringida. Se reconocen tres tipos de facies: 1- facies de plataforma abierta, 2- facies de barras oolíticas a oolíticas bioclásticas, y 3- facies de plataforma semirestringida (*lagoon*) con efecto de acción de marea (Olmos *et al*, 2002).

El ciclo Vaca Muerta – Quintuco es un evento transgresivo-regresivo que cubre toda la cuenca conformando un sistema petrolero. Representa un contexto depositacional euxínico, circulado por un cinturón nerítico sometido a sedimentación carbonática y terrígena (Olmos *et al*, 2002). La Fm Vaca Muerta representa la transgresión isócrona (Tithoniano inferior) de cientos de quilómetros, mientras que las sedimentitas de la Fm Quintuco describen, a rasgos generales, la progradación del ciclo, ampliando el área de sedimentación

Su contacto inferior con la Fm Tordillo es isócrono. Se verificó en la Zona de *Virgatosphinctes mendozanus* (Tithoniano inferior alto) una instantánea inundación marina de grandes alcances en la Cca Neuquina-Mendocina que dejó un contacto neto entre las dos unidades. Este fenómeno constituye una inundación catastrófica caracterizada por una superficie de ravinamiento en la base de la unidad y una intensa deformación sinsedimentaria de muchas de las capas cuspidales de la Fm Tordillo (Veiga y Spalletti, 2007; en Leanza *et al*, 2011). El límite superior es diacrónico y está dado por la discordancia Intravalangiana (Gulisano *et al*, 1984), marcada por la progradación de las Fms Picún Leufú y Mulichinco en el depocentro de la cuenca (en Leanza y Hugo, 2001).

En subsuelo, la discordancia Intravalangiana se reconoce al este del engolfamiento en el contacto entre las Fms Quintuco y/o Loma Montosa y la Fm Centenario (Schiuma *et al*, 2002; Kozlowski *et al*, 2005, entre otros; en Leanza *et al*, 2011).

MESOSECUENCIA MENDOZA MEDIA

Formación Mulichinco (Weaver, 1931)

En el sector sur del engolfamiento neuquino, la Fm Mulichinco tiene un espesor total que variaría entre 100 y 150 m, y en ella se distinguen a grandes rasgos tres miembros: Inferior, Medio y Superior (Schwarz *et al*, 2011). En líneas generales el Mb Inferior está compuesto por areniscas de origen eólico, el Mb Medio por conglomerados, areniscas y fangolitas de sistemas fluviales, y el Mb Superior por fangolitas y areniscas de un ambiente terrestre-marino-marginal (Schwarz *et al*, 2011). Según este patrón, se define un arreglo general transgresivo con mayor influencia marina al tope (Murut y De Vega, 1993; Anechine *et al*, 2002; en Schwarz *et al*, 2011).

En correlaciones de perfiles eléctricos de pozos se han identificado 5 eventos que pueden ser definidos como secuencias depositacionales separadas por discordancias, posiblemente de tipo II (Vottero y Gonzalez, 2002). Cada secuencia se inicia con depósitos de mar bajo (areniscas con delgadas intercalaciones arcillosas, depositadas en ambientes fluviales distales a marinos muy someros) seguidos por intervalos transgresivos y sus correspondientes inundaciones (areniscas dolomitizadas, en parte bioclásticas) que pasan a depósitos de origen más profundo hacia el techo (Vottero y Gonzalez, 2002). Los depósitos de mar alto totalizan entre 70 y 90 m de espesor de areniscas con pelitas subordinadas, de ambiente marino litoral a fluvial distal (Vottero y Gonzalez, 2002).

Bioestratigráficamente la unidad es portadora de amonóideos (Aguirre Urreta *et al*, 2005) y de una profusa fauna de invertebrados y vertebrados marinos (Lazo y Cichowolski, 2003) y continentales (Coria, 2010) (en Schwarz *et al*, 2011).

La edad de la Fm Mulichinco abarca desde el Valangiano temprano medio hasta el Valangiano tardío bajo (Schwarz *et al*, 2011). Forma parte, junto a la Fm Centenario (Mb Inferior) del Gr. Mendoza Medio (Vottero y Gonzalez, 2002) (Fig. 16).

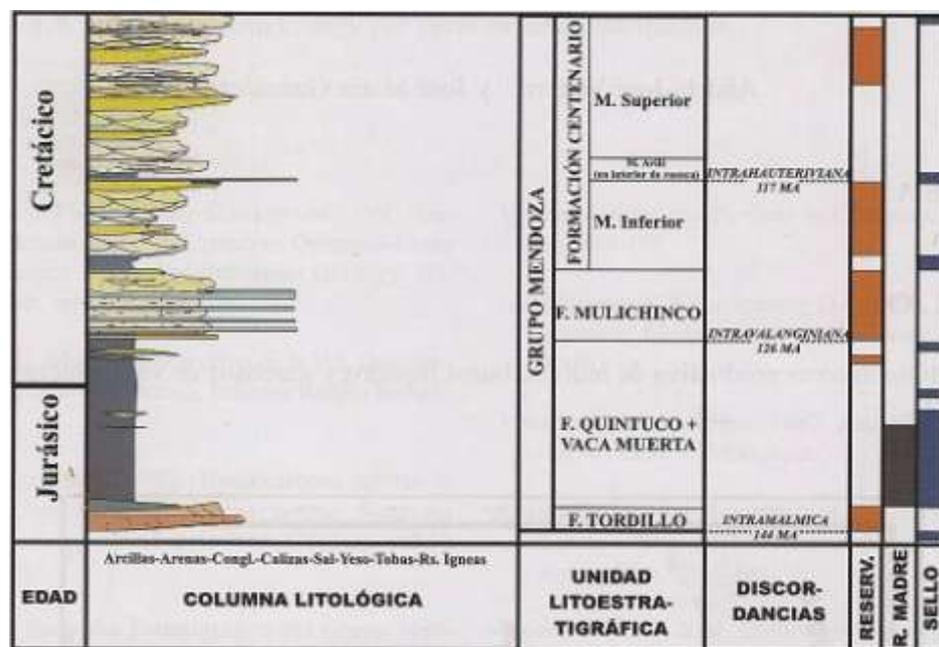


Figura 16: Columna estratigráfica sintética, área engolfamiento neuquino (en Vottero y Gonzalez, 2002).

Formación Centenario (Digregorio, 1972)

Es una potentes sucesión de sedimentos terrígenos clásticos rojizos distribuida en los sectores central y de plataforma de la Cca y que, hacia el oeste, pasan transicionalmente a

facies deltaicas, marina profundas, litorales y terrestre conocidas como Fm Mulichinco, Agrio, Huitrín y Rayoso Inferior (Cabaleiro *et al*, 2002) (Fig. 12).

La Fm Centenario se divide en dos miembros siendo el límite entre ambos la discordancia Intrahauteriviana (Cabaleiro *et al*, 2002). El Mb Inferior (Valangiano superior-Hauteriviano inferior) comienza con una ingesión marina que es más notable hacia el O por estar representada por pelitas de un intervalo transgresivo inicial (Cabaleiro *et al*, 2002). Sobre éste prograda un espeso cortejo clástico de nivel alto dentro del cual se distingue una ciclicidad de orden menor atada a periódicas variaciones del nivel del mar (Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani *et al*, 2001; Vottero y Cafferata, 1998; en Cabaleiro *et al*, 2002). En general está representada por una alternancia de areniscas y pelitas depositadas en paleoambientes litorales, deltaicos y fluviales distales que hacia el naciente gradan a areniscas y conglomerados rojizos de facies fluviales proximales y pelitas de llanura de inundación (Cabaleiro *et al*, 2002).

El tope del Mb Inferior está marcado por una importante caída del nivel del mar ocurrida en el Hauteriviano inferior que deja expuesta a la plataforma generando la discordancia regional Intrahauteriviana (Cabaleiro *et al*, 2002). Estos depósitos de mar bajo están representados por el Mb Avilé de la Fm Agrio, unidad clástica representada al este por facies de areniscas eólicas que gradan a fangolitas de barreal y lacustre hacia el norte y al oeste por clásticos gruesos fluviales (Cabaleiro *et al*, 2002).

MESOSECUENCIA MENDOZA MEDIA

El Mb Superior de la Fm Centenario abarca el resto del Hauteriviano y también se inicia con un intervalo transgresivo representado por pelitas sobre el que, posteriormente, prograda un potente sistema de clásticos terrígenos (Vergani *et al*, 2001; en Cabaleiro *et al*, 2002). Dentro de este sistema se vuelven a repetir ciclos transgresivos-regresivos asociados a variaciones menores del nivel de base y representados por areniscas y pelitas en facies fluviales (Fig. 12).

Como se puede observar en la Fig. 12 la amalgamación de sedimentos terrígenos clásticos proximales hacia el borde oriental de la cuenca hace más complejo diferenciar las distintas unidades constituyentes de la Fm Centenario e incluso diferenciarlas de las facies clásticas terrestres similares del suprayacente Gr Rayoso (Cabaleiro *et al*, 2002).

6.1.5) Grupo Bajada del Agrio

Esta denominación fue propuesta por Méndez *et al*, (1995) (en Leanza y Hugo, 2001) para agrupar a las Fms Huitrín y Rayoso. Se recuerda que Leanza y Leanza (1973) (en Leanza y Hugo, 2001) habían sugerido designar a estas sedimentitas con el nombre de Gr Huitrín, en tanto que Uliana *et al*, (1975 a y b) (en Leanza y Hugo, 2001) propusieron identificar al mismo tramo sedimentario con el nombre de Gr Rayoso. Siguiendo al Código Argentino de Estratigrafía (1992) se estima adecuado adoptar lo propuesto por Méndez *et al* (1995) (en Leanza y Hugo, 2001).

Formación Huitrín (Groeber 1929)

Este nombre tiene su origen en el denominado “Yeso de Transición” (Groeber, 1929) más tarde identificado como “Huitriniano” por el mismo autor (Groeber, 1946) (en Leanza y Hugo, 2001).

La Fm Huitrín presenta en su base niveles arenosos y arcillosos, y hacia los niveles medio y superior son importantes los depósitos carbonáticos - evaporíticos (anhidrita). Esta Fm se desarrolla en el sur de Mendoza y norte de Neuquén y tiene escasos depósitos en el área de estudio.

Formación Rayoso (Herrero Duclox, 1946)

Esta Fm constituye una espesa unidad clástico-evaporítica acumulada en un medio predominantemente terrestre durante el K temprano y marca la desconexión definitiva de la cuenca neuquina con el paleo-océano Pacífico (Zavala y Ponce, 2011). Está compuesta por areniscas finas, limolitas, carbonatos y evaporitas acumulados durante el Barremiano-Aptiano (Zavala y Ponce, 2011).

Se reconocen tres secuencias depositacionales (Fig. 17) con espesores y facies ampliamente controladas por subsidencia variable y cambios climáticos (Marteau, 2002). De manera general estas secuencias exhiben internamente dos intervalos característicos, repetitivos e independientes (Zavala et al, 2001; en Marteau, 2002) con facies que presentan distintas asociaciones de microfósiles y palinomorfos (Musacchio y Vallati, 2000; en Marteau, 2002).

Se describen a continuación cada una de las tres secuencias depositacionales de tipo clástico-evaporítico, denominadas como R1, R2 y R3 las que son progresivamente truncadas hacia el norte: R1 (Cortejo de Contracción (CC)) está integrada por niveles pelíticos con

intercalaciones de areniscas, anhidritas y carbonatos; R2 (Cortejo de Expansión (CE) + CC) y R3 (CE + CC) están integradas por una sección clástica basal con espesos bancos de areniscas medias a finas y delgados niveles de fangolitas (CE), la cual es sucedida por una sección evaporítica integrada por fangolitas, carbonatos, anhidritas, y de manera subordinada por areniscas muy finas (CC) (Zavala y Ponce, 2011).

De acuerdo al agrupamiento natural de las facies sedimentarias identificadas se reconocieron dos tipos de intervalos (Fig. 17), denominados como Cortejo de Contracción (CC) (Fig. 18) y Cortejo de Expansión (CE) (Fig. 19), los cuales a su vez se componen internamente por distintas asociaciones de facies (Zavala y Ponce, 2011).

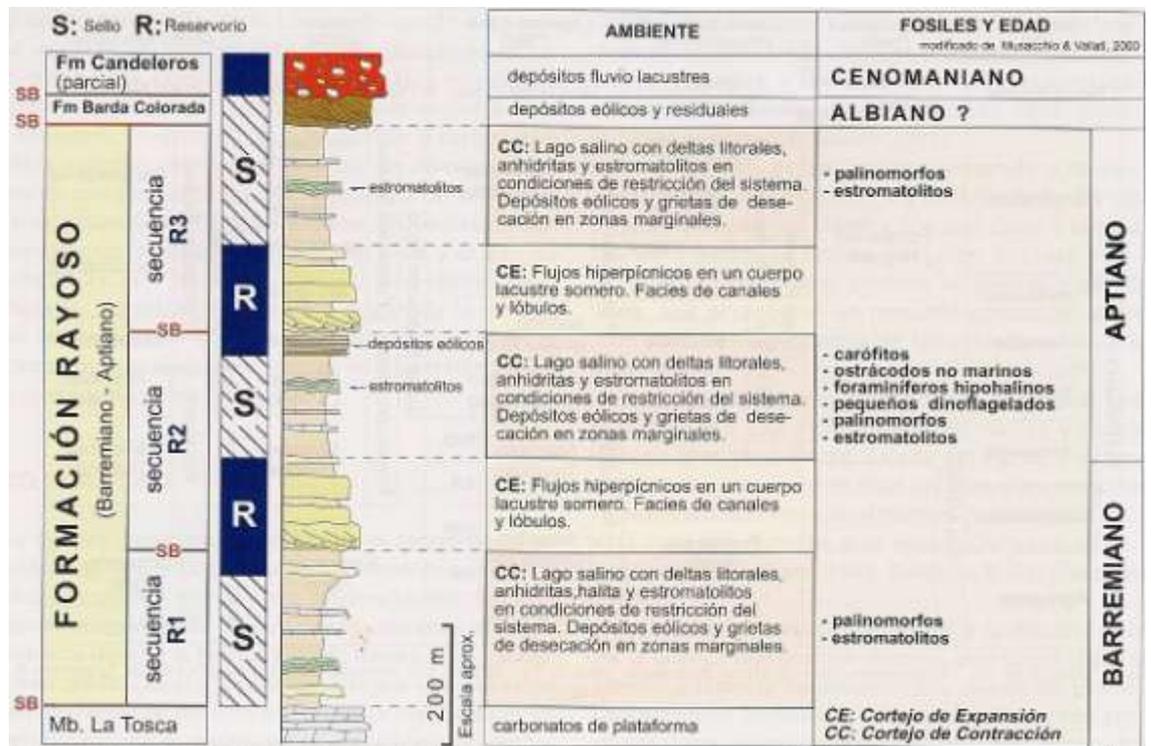


Figura 17: Columna estratigráfica generalizada de la Fm Rayoso (en Zavala y Ponce, 2011).

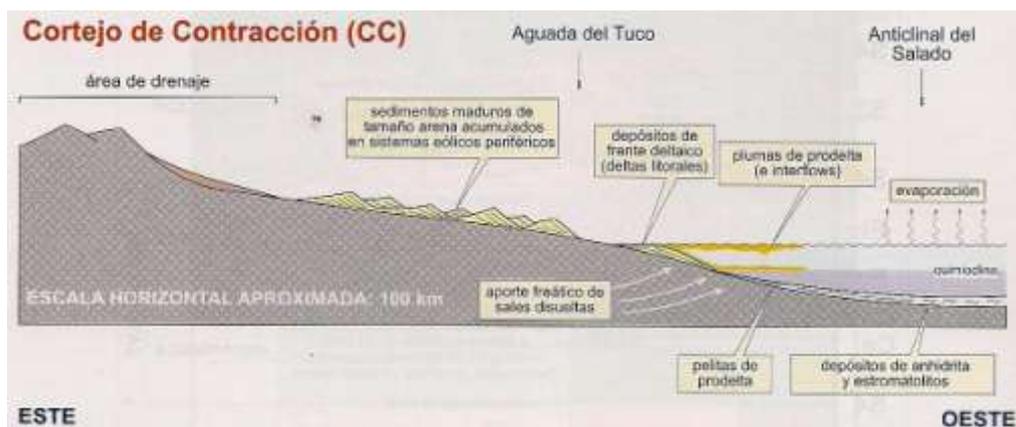


Figura 18: Esquema depositacional para el Cortejo de Contracción en la Fm Rayoso. Se caracteriza por depósitos clásticos y evaporíticos desarrollados dentro y en la periferia de un cuerpo lacustre somero y restringido, de tipo perenne (Modificado de Zavala *et al*, (2001)). Tomado de Zavala y Ponce, 2011.

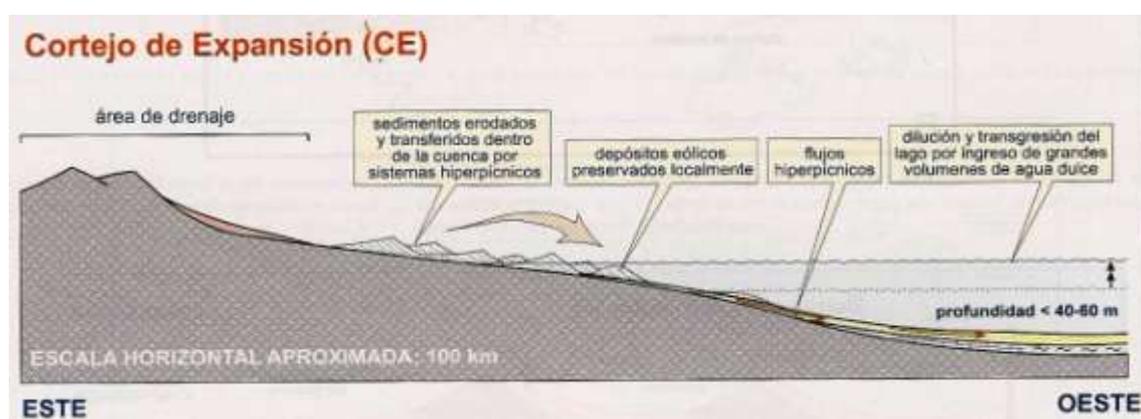


Figura 19: Esquema depositacional para el Cortejo de Expansión en la Fm Rayoso. Se caracteriza por depósitos clásticos acumulados principalmente por flujos hiperpícnicos (canales y lóbulos) dentro de un lago salobre de tipo perenne (Modificado de Zavala *et al*, (2001), Ponce *et al*, (2002) y Zabala *et al*, (2006)). Tomado de Zavala y Ponce, 2011.

La Fm Rayoso yace sobre los bancos calcáreos del Mb La Tosca de la Fm Huitrín. El contacto es neto y a menudo se halla disturbado por niveles de despegue tectónico localizado en zonas dúctiles constituidas por niveles de evaporitas (Marteau, 2002). A su vez, es cubierta en discordancia (discordancia Intersenoniana) por la Fm Candeleros del Gr Neuquén, donde se observa a menudo el rasgo geométrico de angularidad (Marteau, 2002).

La Fm Rayoso presenta gran distribución areal en la cuenca neuquina, ya sea en afloramientos como en subsuelo, extendiéndose sobre un área de 20.000 km² (Fig. 20) (Marteau, 2002). Su desarrollo es variable reconociéndose en la zona norte (ámbito de Mendoza) espesores que no superan los 150 m, en el sector oeste (ámbito de Neuquén) llega a alcanzar 1200 m (afloramiento) y hacia la zona de plataforma su potencia disminuye notablemente hasta desaparecer como consecuencia de la acción erosiva de la discordancia ubicada en la base del Gr Neuquén (Marteau, 2002).

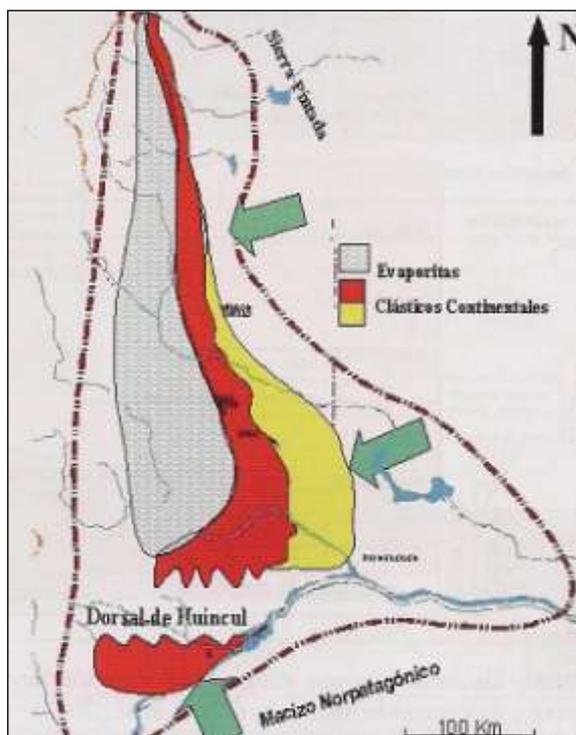


Figura 20: Mapa paleogeográfico de la Fm Rayoso (en Marteau, 2002).

6.1.6) Grupo Neuquén

Roth (1898) denominó a estas sedimentitas como “Formación de Areniscas Rojas” y más tarde como “Formación de Dinosaurios” (Roth, 1899) (en Leanza y Hugo, 2001). Se debe a Roll (1941) (en Fossa Mancini *et al*, 1938) la introducción del nombre “Formación del Neuquén” o “*Neuquén Schichten*” en su actual acepción (en Leanza y Hugo, 2001).

Roll (1939, 1941 a) y Herrero Ducloux (1939, 1946, 1947) (en Leanza y Hugo, 2001) reconocieron la clásica subdivisión del Gr Neuquén integrada, en orden ascendente, por los “grupos” Candeleros, Huincul, Cerro Lisandro, Portezuelo, Plottier, Bajo de la Carpa, Anacleto y Allen.

Posteriormente, Cazau y Uliana (1973) (en Leanza y Hugo, 2001), propusieron subdividir al Gr Neuquén en las Fms Río Limay (Mbs Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro), Río Neuquén (Mbs Portezuelo y Plottier), Río Colorado (Mbs Bajo de la Carpa y Anacleto) y Fm Allen. Ramos (1981) (en Leanza y Hugo, 2001), fue quién elevó a la categoría de Formaciones, los Miembros de los anteriores autores.

Litológicamente el Gr Neuquén está integrado por una sucesión clástica compuesta principalmente de areniscas, fangolitas y con poca participación de conglomerados (Garrido, 2011). Genéticamente estos depósitos son vinculados a un origen predominantemente fluvial, con

intercalaciones de episodios eólicos y lacustres someros (Cazau y Uliana, 1973; en Garrido, 2011).

La depositación de este Gr se encuentra vinculada al inicio de la fase de antepaís de la Cca como consecuencia de una tectónica compresional en el margen andino a fines del K inferior (Tunik *et al*, 2010; en Garrido, 2011). Producto de esta fase compresional se produjo la inversión de las antiguas estructuras extensionales (Mpodozis y Ramos, 1989; Vergani *et al*, 1995; Macdonald *et al*, 2003), con la consiguiente generación de un frente de deformación en el O y la migración hacia el E de los depocentros sedimentarios (Franzase *et al*, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Howell *et al*, 2006) (en Garrido, 2011). Esta deformación queda evidenciada en la base del Gr Neuquén por la discordancia Patagonídica (angular y/o erosiva) (Garrido, 2011). La culminación de este ciclo sedimentario, se vincula al desarrollo de un arco magmático hacia el O asociado a una fuerte subsidencia de la cuenca; factor que permitió la inversión de la pendiente regional y el primer ingreso del océano Atlántico a la Cuenca a mediados del Campaniano (Uliana y Biddle, 1988; Legarreta *et al*, 1989; en Garrido, 2011).

El Gr Neuquén se encuentra limitado en su base por la discordancia Patagonídica (Keidel 1917, 1925; Leanza 2009) y en su techo por la discordancia Huantráiquica (Méndez *et al*, 1987; Leanza, 2009); ubicadas respectivamente en la base del Cenomaniano (Leanza 2009; Tunik *et al*, 2010) y en el Campaniano Medio (Dingus *et al*, 2009) (en Garrido, 2011).

Las localidades neuquenas que exhiben excelentes perfiles son el curso norte-sur del Río Neuquén, la Pampa Amarga Chica, Quili Malal, la Sierra del Portezuelo, Cerro Mangrullo, Paso de los Indios y Cañadón Mesa (próximo a Plaza Huincul) (Leanza y Hugo, 2001).

SUBGRUPO LIMAY

Esta unidad fue propuesta por de Ferrariís (1968) (en Leanza y Hugo, 2001) con el rango de Formación para identificar a los depósitos basales del Gr Neuquén; agrupó en ella a los Mbs Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro. Posteriormente, Ramos (1981) (en Garrido, 2011) modificó la jerarquía de esta unidad a nivel de subgrupo, elevando sus miembros al rango de formaciones.

Los afloramientos del Subgrupo Río Limay se caracterizan por exhibir extensas superficies de bajo relieve y gran desarrollo areal (Garrido, 2011). Esta característica se debe al mayor grado de litificación que poseen estos depósitos en relación a las demás unidades del Gr Neuquén (Garrido, 2011). Sobre los resaltos que conforman los frentes de bardas en la

región extrandinna, la acción erosiva por parte de la esorrentía pluvial genera profundos cañadones de paredes verticales (Garrido, 2011).

Las unidades que conforman el Subgrupo Río Limay se han depositado durante el Cenomaniano y Turoniano inferior (Leanza y Hugo, 2001).

Formación Candeleros (Keidel en Wichmann, 1927)

Esta Fm se distingue por estar constituida por potentes bancos que sobresalen en los faldeos determinando paisajes escalonados sumamente pintorescos, con paredes a pique, polifacéticos peñascos, agujas, torres y columnas aisladas (Leanza y Hugo, 2001).

Está compuesta por areniscas violáceas de grano grueso, subredondeados a subangulosos mal seleccionados, apreciable contenido de matriz y cemento calcáreo irregularmente distribuido (Leanza y Hugo, 2001). Es frecuente la presencia de paquetes de conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas, con clastos de cuarzo lechoso, (1 a 6 cm de diámetro) y vulcanitas ácidas y mesosilícicas. Las pelitas se encuentran subordinadas en la mayor parte de los perfiles (en Leanza y Hugo, 2001).

Su espesor, en el área del C° Mangrullo alcanza los 95m (Gentili, 1950; en Leanza y Hugo, 2001), en la margen derecha del A° Covunco y en ambas márgenes del curso inferior del A° Santo Domingo alcanza los 65m y en Quili Malal los 160 metros.

El paleoambiente depositacional de esta Fm es fluvial meandriforme con fuerte migración lateral, lo que determina cuerpos areno-conglomerádicos multiepisódicos entre los cuales alternan pelitas de planicie de inundación. Se infiere un área de acumulación próxima al nivel de base (Gazzera y Spalletti, 1990; en Leanza y Hugo, 2001).

La Fm Candeleros sobreyace, mediante una marcada discordancia angular y/o erosiva, a diversas unidades del Jr y K inferior y, es cubierta por la Fm Huincul mediante una superficie de discontinuidad de carácter regional (contacto neto-erosivo) (Garrido, 2011). En la región del C° Mangrullo, sobre la margen derecha del Río Neuquén, la Fm Candeleros se halla reposando sobre sedimentitas de la Fm Rayoso (Leanza y Hugo, 2001).

Su edad ha sido asignada al Cenomaniano temprano (Orchuela y Ploszkiewickz, 1984; Leanza y Hugo, 1997; en Garrido, 2011), recientemente corroborada a partir de dataciones efectuadas en zircones por Tunik *et al* (2010) (en Garrido, 2011).

Formación Huincul (Keidel en Wichmann, 1927)

En el área del prospecto Tordillos afloran las secciones Inferior, Media y Superior de la Fm Huincul con 130 m de espesor (Pons *et al*, 2011). La litología (extractada del trabajo de Pons *et al*, 2011) de los afloramientos en el área del prospecto El Tordillo es:

- *Sección Inferior*: capas (0,2-2,5m de espesor) de areniscas medias a gruesas y conglomerados clasto sostén intercalados con capas (1-4 m de espesor) de areniscas micáceas finas, fangolitas y arcilitas subordinadas de color rojo en sucesiones grano decrecientes. Los conglomerados tienen una selección moderada a pobre y colores variables entre gris, verde y amarillo. Las areniscas y conglomerados forman capas lenticulares con bases erosiva y con estratificación entrecruzada en artesa de escala media; suelen contener fragmentos de troncos y huesos fósiles. Poco frecuentes son los bancos de areniscas macizas. La estratificación entrecruzada planar a laminar domina en las facies más finas, pero los bancos de mayor espesor (4-5 m) suelen ser macizos con fracturación en bloque y estructuras de *slickenside* en las arcilitas. El tope de estas facies está dado por un banco delgado y continuo compuesto por ooides de calcita fibroradiada.
- *Sección Media*: capas arenosas a conglomerádicas gris blanquecinas, con gradación normal y espesores variables (1 a 4 m). En sus bases hay calcos y fragmentos de troncos de tamaño variable (hasta 3 m de longitud por 0,1 m de ancho), algunos orientados según las paleocorrientes (N215-240°). Hacia el tope y E de la sección hay una mayor participación de areniscas finas micáceas con ondulitas ascendentes y pelitas laminadas. La estructura dominante es la estratificación entrecruzada en artesa (N190° y N340°) y bases erosivas cóncavas y planas. En algunas capas arenosas la estratificación entrecruzada es asintótica.
- *Sección Superior*: intercalaciones de capas tabulares macizos (0,2 a 2,5 m de espesor) arenosas finas-medias, grises a rojas con arcilitas y limoarcilitas rojas. La participación de estas últimas es mayor hacia su tope (comienzo pasaje a la Formación Lisandro).

Las asociaciones de facies en las secciones inferior y media indican rellenos de canales fluviales multiepisódicos formados por procesos con alta descarga (Miall, 1996) (Pons *et al*, 2011). La disminución de la relación de canales/planicie de inundación hacia el techo, en el sector del Cuy, indica un progresivo aumento en el espacio de acomodación (Pons *et al*, 2011).

La Fm Huincul apoya concordante y transicionalmente sobre la Fm Candeleros y es cubierta del mismo modo por las fangolitas rojas de la Fm Cerro Lisandro (Leanza y Hugo, 2001). En el área del prospecto Tordillo está cubierta en discordancia angular por los depósitos modernos aterrazados del Río Neuquén (Pons *et al*, 2011). Su edad está

comprendida entre el Cenomaniano tardío y el Turoniano temprano (Legarreta y Gulisano, 1989; en Garrido, 2011).

Formación Cerro Lisandro (Herrero Ducloux en Fossa Mancini *et al*, 1938)

Constituida por bancos de 5 a 20 m de espesor, con bases netas y techos irregulares, de arcilitas y fangolitas rojas oscuras fácilmente reconocibles, macizas y con niveles de arcillas bentoníticas (Leanza y Hugo, 2001). Esta unidad exhibe fuertes variaciones laterales en cortos trechos, haciéndose a veces dificultoso establecer su pasaje desde la Fm Huincul (Leanza y Hugo, 2001).

Su paleoambiente de depositación se vincula a una planicie fangosa distal de un sistema fluvial. Los restos paleontológicos (reptiles y pelecípodos de agua dulce) señalan condiciones húmedas, en un clima predominantemente templado-cálido (Leanza y Hugo, 2001).

La Fm Cerro Lisandro apoya transicionalmente sobre la Fm Huincul y es cubierta de mismo modo por las areniscas amarillentas de la Fm Portezuelo del Subgrupo Río Neuquén (Leanza y Hugo, 2001).

Sobre la base de sus relaciones estratigráficas, se la asigna tentativamente al Turoniano medio-tardío (Garrido, 2010a; en Garrido, 2011).

SUBGRUPO RÍO NEUQUÉN

Bajo esta denominación, de Ferrariis (1968) (en Garrido, 2011) integró a los depósitos de las unidades medias y superiores del Gr Neuquén. Más tarde Cauza y Uliana (1973) (en Garrido, 2011) incluyeron dentro de esta unidad a los Mbs Portezuelo y Pottier, agrupando al resto de los Mbs en una nueva unidad formacional. Ramos (1981) (en Garrido, 2011), adopta este último ordenamiento litoestratigráfico elevando la jerarquía de las unidades de formación a subgrupo y de los miembros a formaciones.

Las unidades del SubGr Río Neuquén constituyen una sucesión alternante de pelitas y psamitas con bajo grado de litificación (Garrido, 2011). El pasaje entre ellas es de carácter transicional, factor que dificulta en algunos casos la identificación de los límites entre estas unidades (Garrido, 2011). Hacia las áreas marginales de la cuenca, la identificación y correlación de las unidades formacionales de este subgrupo se torna aún más confusa, debido principalmente a la ausencia de contraste litológico dentro de estos depósitos (Garrido, 2011).

Esta situación obedece a que en los últimos sectores la sucesión se vuelve predominantemente fangosa, adquiriendo un aspecto monótono y marcadamente homogéneo (Garrido, 2011).

Hugo y Leanza (1998) estiman que, en el ámbito de la Hoja General Roca, las unidades que integran el SubGr Río Neuquén se han depositado durante el Turoniano superior - Coniaciano (en Leanza y Hugo, 2001).

Formación Portezuelo (Keidel en Wichmann, 1927)

Integrada por areniscas con intercalaciones subordinadas de conglomerados y arcilitas. Las areniscas son de tonalidad amarillenta, gris verdosa y gris blanquecina, de grano grueso, poco seleccionadas, y de naturaleza cuarzo-feldespática o cuarzo-lítica. Los conglomerados son polimícticos, con fenoclastos de hasta 5 cm de diámetro, de cuarzo y de volcánitas mesosilíceas y ácidas (Leanza y Hugo, 2001). Las arcilitas son de color rojo ladrillo y, en general, de espesor reducido (Leanza y Hugo, 2001).

Representa un ciclo de rejuvenecimiento de la red de avenamiento con estructuras que implican cursos *braided* que gradan a llanuras aluviales. El contenido de restos fósiles (reptiles y vegetales) evidencian un clima templado-cálido (en Leanza y Hugo, 2001).

La Fm Portezuelo se apoya en concordancia, a través de un contacto neto, sobre las fangolitas rojas de la Fm Cerro Lisandro y, es cubierta en transición por la Fm Plottier (Leanza y Hugo, 2001).

Su edad se ubica tentativamente entre el Turoniano tardío y el Coniaciano temprano (Hugo y Leanza, 2001; Leanza *et al*, 2004; en Garrido, 2011).

Formación Plottier (Herrero Ducloux en Fossa Mancini *et al*, 1938)

Esta unidad se compone casi exclusivamente de pelitas rojas a rojizas pálidas, poco consolidadas, con intercalaciones de bancos de limolitas y areniscas finas micáceas de color predominantemente amarillento a gris-verdoso. La presencia de pequeños septarios y de concreciones carbonáticas con aspecto botroidal es un rasgo relativamente frecuente en esta unidad (Garrido, 2011).

Recientemente, Salgado *et al*, (2009) y Garrido (2010a) la atribuyeron a depósitos de sistemas fluviales sinuosos con carga mixta a fangosa.

Sobreyace en transición a la Fm Portezuelo y, es cubierta a través de un contacto neto, por los niveles basales de la Fm Bajo de la Carpa (Leanza y Hugo, 2001).

Sobre la base su contenido de microfósiles y de sus relaciones estratigráficas, se le atribuye una edad comprendida dentro del intervalo Coniaciano tardío-Santoniano temprano (Musacchio, 2006; Musacchio y Vallati, 2007; Garrido, 2010a; en Garrido, 2011).

SUBGRUPO RÍO COLORADO

Cazau y Uliana (1973) (en Leanza y Hugo, 2001) propusieron a la Fm Río Colorado como conformada por los Mbs Bajo de la Carpa, Anacleto y Allen. Estudios subsiguientes, llevaron a considerar a esta última unidad como la parte basal del Gr Malargüe (véase Uliana, 1979, Uliana y Dellapé, 1981, entre otros; en Leanza y Hugo, 2001). Siguiendo la concepción de Ramos (1981) (en Leanza y Hugo, 2001), la Fm Río Colorado es elevada al rango de Subgrupo y los Mbs Bajo de la Carpa y Anacleto al de Formación.

Estas unidades están conformadas por pelitas y psamitas escasamente litificadas y, subordinados niveles psefíticos con pobres expresiones geomorfológicas, conformando suaves resaltos escalonados de moderada pendiente (Garrido, 2011). Exhiben fuertes variaciones laterales mostrando facies genéticamente ligadas a depósitos de origen fluvial, eólico y lacustre (Garrido, 2011).

El SubGr Río Colorado se depositó durante el Santoniano-Campaniano inferior (Leanza y Hugo, 2001).

Formación Bajo de la Carpa (Herrero Ducloux en Fossa Mancini *et al*, 1938)

Sus características litológicas la hacen resaltar de las restantes unidades del Gr. Está constituida por areniscas con una tonalidad castaño-grisácea y, con menor frecuencia, gris-rosada, violeta y roja (Leanza y Hugo, 2001). Son muy tenaces, cuarzosas, de grano mediano a grueso, pobremente seleccionadas. Se presentan en bancos gruesos con frecuencia estructura entrecruzada tangencial (Leanza y Hugo, 2001). En forma subordinada se advierten también en la unidad algunos bancos de fangolitas de tonalidades moradas y verdosas (Leanza y Hugo, 2001), en ocasiones acompañados por delgadas láminas de yeso (Garrido, 2011).

Esta unidad muestra variación lateral de facies, gradando desde depósitos fluviales a niveles de planicies de inundación distal con fuerte participación de sedimentitas de origen eólico (Garrido, 2011).

Asienta concordantemente sobre los depósitos de la Fm Plottier a través de una discordancia regional (Garrido, 2011). Esta misma relación se observa entre su techo y los

depósitos de la Fm Anacleto (Garrido, 2011), aunque esta relación no se observa en las proximidades del área de estudio (Leanza y Hugo, 2001).

Sobre la base de su contenido faunístico (vertebrados) y sus relaciones estratigráficas, se le asigna una edad Santoniana (Bonaparte, 1991; Hugo y Leanza, 2001; en Garrido, 2011).

Formación Anacleto (Herrero Ducloux en Fossa Mancini *et al*, 1938)

Esta unidad no se exhibe en las proximidades del área de estudio al igual que las sedimentitas del Gr Malargüe (Leanza y Hugo, 2001).

Está compuesta por una sucesión de depósitos predominantemente pelíticos a psamíticos finos, presentando en algunos sectores, una secuencia basal integrada por cuerpos de canales arenosos amalgamados de granulometría variada (Garrido, 2011). Los términos psamíticos se son principalmente areniscas cuarzolíticas y cuarzomicáceas de coloración rojiza, con porcentaje variable de matriz fangosa y débil cemento carbonático (Garrido, 2011). Los términos pelíticos se encuentran integrados por una marcada alternancia de fangolitas y limolitas arenosas poco consolidadas, horizontes que le imprimen a esta unidad un característico aspecto bandeado, con alternancias de colores rojizos y gris-verdosos (Garrido, 2011).

Esta Fm, en el área de sierra Barrosa, ha sido interpretada como el depósito de canales amalgamados con baja sinuosidad que gradan a depósitos de planicie de inundación con canales poco desarrollados y cuerpos de agua someros (Garrido, 2010a; en Garrido, 2011).

Asienta sobre los depósitos de la Fm Bajo de la Carpa mediante una superficie de discontinuidad regional (contacto neto) y es cubierta mediante un contacto erosivo por la Fm Allen (Garrido, 2011).

Su edad, sobre la base de estudios paleomagnéticos (Dingus *et al*, (2000, 2009; en Garrido, 2011) es de 83.5-74.5 Ma (Campaniano temprano a medio).

6.1.7) Cuaternario (Síntesis de Leanza y Hugo, 2001)

Pleistoceno Medio

Formación Agua de la Caldera (Ardolino y Franchi (1996))

Aflora en forma discontinua confinadas en el valle del Río Neuquén, inmediatamente aguas abajo de la confluencia en éste con el A° Covunco a ambos márgenes del citado río.

Está constituida por conglomerados clastosoportados y areniscas grisáceo azuladas finas a gruesas. Presenta intercalaciones de capas de una con pequeños rodados de piedra pómez, lentes o finas capas de limolitas de color pardo rojizas y delgados bancos de areniscas finas a medianas blanco amarillentas. También están presentes en la unidad delgados niveles de tufitas gris claras. El espesor total de esta formación en su localidad tipo de 53 metros.

El ambiente de depositación es fluvial con desarrollo de canales, llanuras de inundación y esporádicas lagunas. El aporte tobáceo y las pumicitas presentes en las areniscas habrían sido aportados y/o redepositados a partir de episodios efusivos cercanos.

En la comarca de Paso de los Indios la Fm Agua de la Caldera cubre en discordancia a sedimentitas de las Fms Rayoso, Candeleros y Huincul y, es cubierta, por los depósitos del II nivel de terrazas del Río Neuquén. Ardolino y Franchi (1996) (en Leanza y Hugo, 2001) la adjudican al Pleistoceno.

Depósitos del I nivel de terrazas del Río Neuquén

Son conglomerados clasto-soportados polimícticos con clastos redondeados-subredondeados de volcanitas mesosilícicas a básicas generalmente oscuras. La estratificación es grosera, insinuándose cuando aparecen escasas intercalaciones de lentes arenosos.

Afloran en la margen izquierda del Río Neuquén, aguas abajo de la confluencia del A° Covunco, al sur del bajo Los Huaicales, donde se sobrepone a la Fm Agua de la Caldera. Se los asigna al Pleistoceno medio.

Pleistoceno Superior

Depósitos del II, III, IV y V nivel de terrazas del Río Neuquén

Estas terrazas se desarrollan a ambos márgenes del Río Neuquén, aguas abajo de la localidad de Paso de los Indios. Están compuestas por conglomerados clasto-soportados polimícticos y por arenas; los primeros integrados por clastos redondeados a subredondeados de volcanitas mesosilícicas a básicas, de colores generalmente oscuros. La estratificación es grosera, insinuándose solamente cuando aparecen escasas intercalaciones de lentes arenosos.

Los niveles superiores se encuentran muy erosionados, rasgo que disminuye a medida que los niveles son más jóvenes. Los diferentes niveles están conformados por cuerpos tabulares con espesores de 2 a 10 metros. La proveniencia principales de la región cordillerana.

Las terrazas han sido elaborados principalmente en las Fms Rayoso, Candeleros, Huinul, Cerro Lisandro y Portezuelo, así como en distintas unidades sedimentarias del Cenozoico.

En la escala cronológica correspondiente a los eventos geológicos ocurridos en el Cuaternario en la región considerada, estas terrazas se adjudican al Pleistoceno superior.

Holoceno

Depósitos fluviales y eólicos

En algunos sectores, formados por cuencas sin salida, se visualizan bajos con polvillo fino de origen eólico asociados con materiales de acarreo fluvial muy distal y probablemente con depósitos lacustres. Las facies fluviales generalmente ocurren estratigráficamente por debajo del material eólico y probablemente representando una depositación fluvial intermitente. Se adjudican al Holoceno.

Depósitos aluviales y coluviales

Constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas. Han sido depositados por cursos de agua permanente o semipermanentes (aluvios) o por la acción de la gravedad (coluvios), mostrando granulometría decreciente a medida que la distancia desde el área de aporte aumenta. Constituyen la parte más fértil de la región estudiada y corresponden al Holoceno.

Depósitos aluviales actuales

Son depósitos de cursos fluviales y planicies de inundación, por lo cual se los observa en los valles de los ríos y arroyos de la región considerada, ya sea en los cursos de los Ríos Neuquén y Agrio, como en sus tributarios menores como los arroyos Salado, Covunco y Santo Domingo. Están compuestos principalmente por gravas, arenas y limos. Se adjudican al Holoceno.

6.2) ESTRUCTURA

El rasgo estructural característico en el área de estudio es el Dorso de los Chihuidos, ubicado en el centro-oeste de la cuenca. Es una enorme estructura anticlinal con orientación N-S y una extensión de más de 70 Km y un relieve de unos 600 m (Maretto y Pángaro, 2005).

Maretto y Pángaro (2005) analizaron secciones sísmicas semi-regionales que cortan perpendicularmente la estructura del Dorso. Para ello interpretaron horizontes que luego nivelaron para determinar el momento de la estructuración. De este análisis se evidenciaron dos etapas de formación del Dorso de los Chihuidos, una durante el Berrasiano - Valanginiano inferior responsable de la inversión de hemigraben y generación de reservorios jurásicos durante la depositación de la Fm Quintuco; y otra muy reciente (Neógeno?) que le confiere al Dorso su configuración actual con un levantamiento cercano a 1500 metros, erosionándose en algunos sectores más de 1000 m de sedimentos (Maretto y Pángaro, 2005). El evento compresivo del Berrasiano-Valanginiano inferior queda manifiesto por la disminución de espesor del evento sedimentario de las Fms Quintuco-Vaca Muerta.

Zamora Valcarce *et al* (2009) proponen, basándose en trazas de fisión de apatita, tres pulsos de levantamiento para el Dorso de los Chihuidos: uno comprendido entre 70 y 50 Ma (Mastrichtiano-Paleoceno) (suave levantamiento que dio lugar a la erosión de unos 1000 m de sedimentos); otro de edad oligoceno-Mioceno inferior (25-20 Ma) (segundo levantamiento con erosión de unos 700 m); y por último un pulso en el Mioceno Medio (~14 Ma) que erosiona unos 750 m. Los depósitos del Gr Neuquén, discordantes sobre el Gr Bajada del Agrio serían la respuesta sinorogénica del evento pre-paleoceno corroborado por los datos de trazas de fisión de apatitas que marcan la existencia de un levantamiento/enfriamiento entre los 70 y 50 Ma. Este evento se correlacionaría con una suave somerización de la placa de Nazca con deformación en la parte interna de la faja del Agrio en el K medio superior que habría migrado hacia el antepaís hasta llegar a afectar el actual Dorso de los Chihuidos en el K superior-Paleoceno (Zamora Valcarce *et al*, 2009). El evento del Mioceno medio-superior se correlaciona tectonicamente con una nueva somerización generalizada de la placa de Nazca que habría controlado la reactivación de las fallas previas y que condujeron al levantamiento de nuevos bloques del basamento (Zamora Valcarce *et al*, 2009).

En el bloque Aguada Pichana, Brinkworth *et al*, (2011), analizaron las estructuras de la porción sur del Dorso de los Chihuidos y separaron claramente dos niveles estructurales, uno somero y otro profundo separados por las evaporitas de la Fm Auquilco. El fallamiento somero está caracterizado por una serie de fallas inversas, de rumbo norte-sur que presentan una geometría inicial de bajo ángulo que se verticalizan progresivamente, siendo su superficie de despegue las evaporitas de la Fm Auquilco (Brinkworth *et al*, 2011) y alcanzando la Fm Mulichinco y niveles más superficiales. Hacia el norte, el rechazo de las fallas disminuye hasta que desaparecen, mientras que hacia el sur se extienden más allá del Río Neuquén con

rechazos de hasta 140 m. Este tren de fallas se encuentra principalmente desarrollado a lo largo del eje del alto estructural de los Chihuidos (Fig. 21). Una característica particular de este sistema de fallas son los cambios de dirección de vergencia que se evidencian a lo largo del rumbo, con una dirección dominante hacia el E. Estos cambios podrían estar controlados por una estructuración previa dada por una serie de fallas verticales, profundas y de rumbo SO-NE (Brinkworth *et al*, 2011).

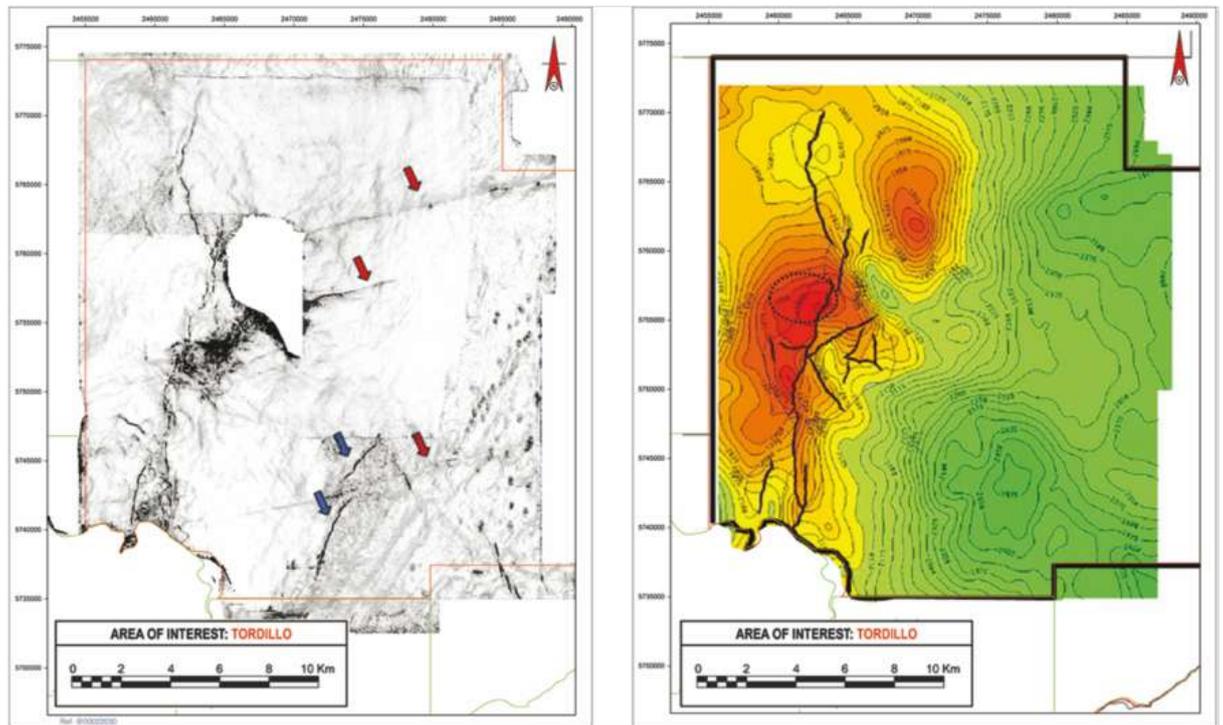


Figura 21: Mapa de coherencia y mapa estructural en profundidad al tope de la Fm Tordillo. Se notan las trazas de las fallas someras de rumbo N-S que se desarrollan a lo largo del eje del Dorso de los Chihuidos. Además es posible identificar los lineamientos ENE-OSO correspondientes a las fallas verticales (flechas rojas). Las flechas azules indican propagaciones hacia el este del fallamiento somero. Tomado de Brinkworth *et al*, 2011.

Al fallamiento profundo, Brinkworth *et al* (2011), lo resuelven en dos niveles: en los depósitos del Gr Lotena; y en la serie de estructuras de hemigrábenes que afectan al basamento de la cuenca. En general, este fallamiento profundo se presenta con una orientación oblicua a la observada para los niveles superiores (Brinkworth *et al*, 2011). En la imagen de coherencia para el tope de la Fm Lotena (Fig. 22) se identifica claramente una serie de fallas normales de rumbo NNO-SSE dispuestas en *echelon* con dirección NO (Brinkworth *et al*, 2011). Este fallamiento habría estado activo para el Jurásico superior y correspondería a una deformación de tipo transtensional (Brinkworth *et al*, 2011). La estructuración más profunda evidenciada en el bloque corresponde a una serie de hemigrábenes con relleno

precuyano y orientación NO-SE donde interpretan la existencia de al menos dos pulsos de inversión que corresponderían al Jurásico superior y al Terciario (Brinkworth *et al*, 2011).

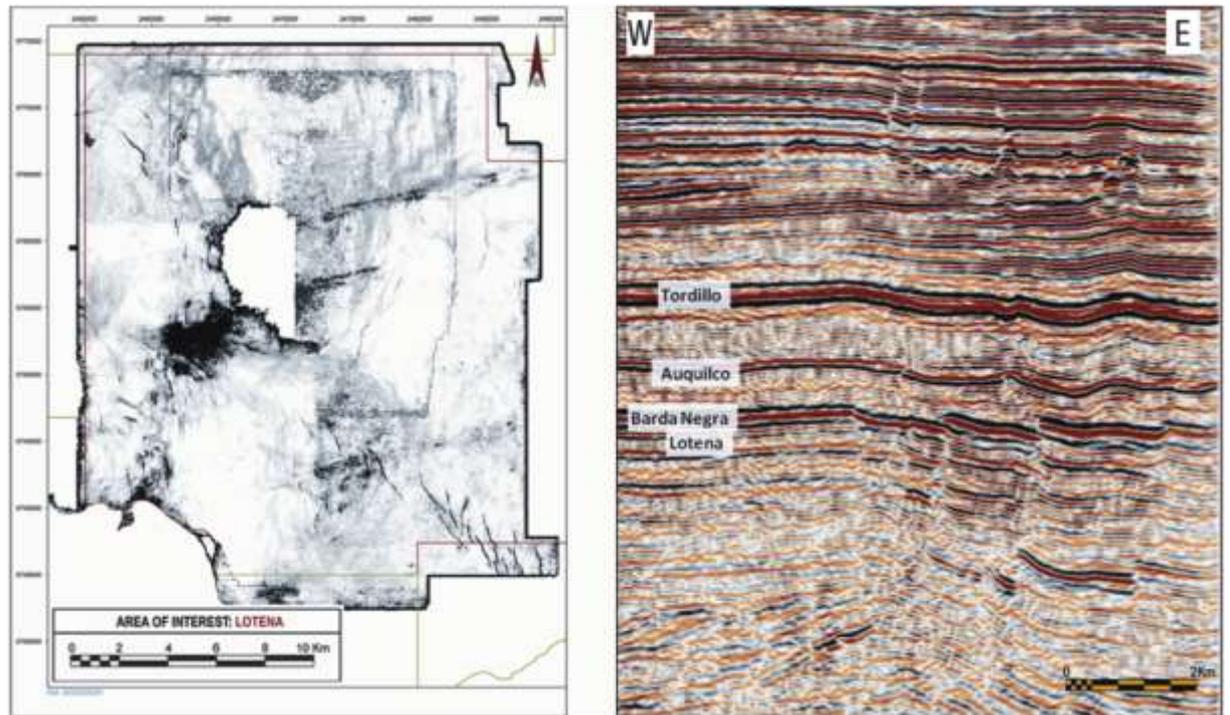


Figura 22: Mapa de coherencia al tope de la Fm Lotena. Pueden verse claramente las trazas de las fallas en el sector SE del bloque Aguada Pichana. La línea sísmica muestra el desplazamiento normal de este fallamiento que alcanza a afectar los niveles basales de la Fm Vaca Muerta, evidenciándose la mayor actividad durante la depositación de las evaporitas de la Fm Auquilco. Tomado de Brinkworth *et al*, 2011.

Para la porción sur del Dorso de los Chihuidos se sintetiza: 1- los primeros pulsos de levantamiento de edad Berriasiana-Valangiana inferior que tienen lugar en el norte del Dorso (Maretto y Pángaro, 2005) no se evidencian en la región de Aguada Pichana (Brinkworth *et al*, 2011) 2- solo a partir del Tc se infiere un primer pulso de deformación como lo proponen Zamora Valcarce *et al* (2009) y habrían generado el fallamiento somero de Brinkworth *et al*, 2011) 3- durante el Jr superior, en un marco de gran oblicuidad en la dirección de convergencia de la placa Aluk, se habría producido el primer pulso de inversión de los hemigraben y el desarrollo del fallamiento transtensional en *echelon* (Brinkworth *et al*, 2011).

Otro rasgo característico del área en estudio es el Bajo de Añelo. Este es un rasgo estructural lineal de primer orden con orientación NO y con más de 280 km de extensión que divide al Engolfamiento Neuquino en dos vertientes (Pángaro *et al*, 2011). Su importancia regional fue destacada por Ramos (1978) y su correlación con una anomalía en el espesor cortical desarrollada en la etapa de *rift* de la Cuenca Neuquina durante el Triásico tardío a

Jurásico temprano fue recientemente abordada por Sigismondi (2011) (en Pángaro *et al*, 2011).

En el Bajo de Añelo se reconoce, según Pángaro *et al* (2011), tres segmentos (Fig. 23):

1- *Segmento oriental* (paralelo al Río Neuquén, desde General Roca hasta el área del lago Mari Menuco): caracterizado por un estadio inicial de *rift* ligeramente asimétrico con cizalla maestra inclinando al SO, y una subsidencia posterior de *sag* cuyo eje coincide con el Bajo de Añelo y se correlaciona con una anomalía gravimétrica asociada a atenuamiento cortical (Fig. 23 C).

2- *Segmento central* (se extiende 50 km hasta la zona de Aguada San Roque): muestra una subsidencia termal inicial cuyo eje coincide geográficamente con el Bajo de Añelo para luego, desde el Jr tardío, dar paso a la subsidencia regional con basculamiento hacia el oeste; la estructuración de la Dorsal de Huincul modifica entre el Jr tardío y el K tardío la pendiente estructural regional dando forma al Bajo de Añelo en esta porción (Fig. 23 B).

3- *Segmento noroccidental* (desde Aguada San Roque hacia el NO hasta la latitud de Rincón de los Sauces): no muestra subsidencia enfocada en el Bajo de Añelo y evolucionó principalmente durante el Tc como respuesta al crecimiento al oeste de el Dorso de los Chihuidos (Fig. 23 A).

El Bajo de Añelo queda definido en este contexto como una estructura de escala regional, segmentada y modelada por diferentes procesos tectónicos entre el Tr tardío y el Mioceno.

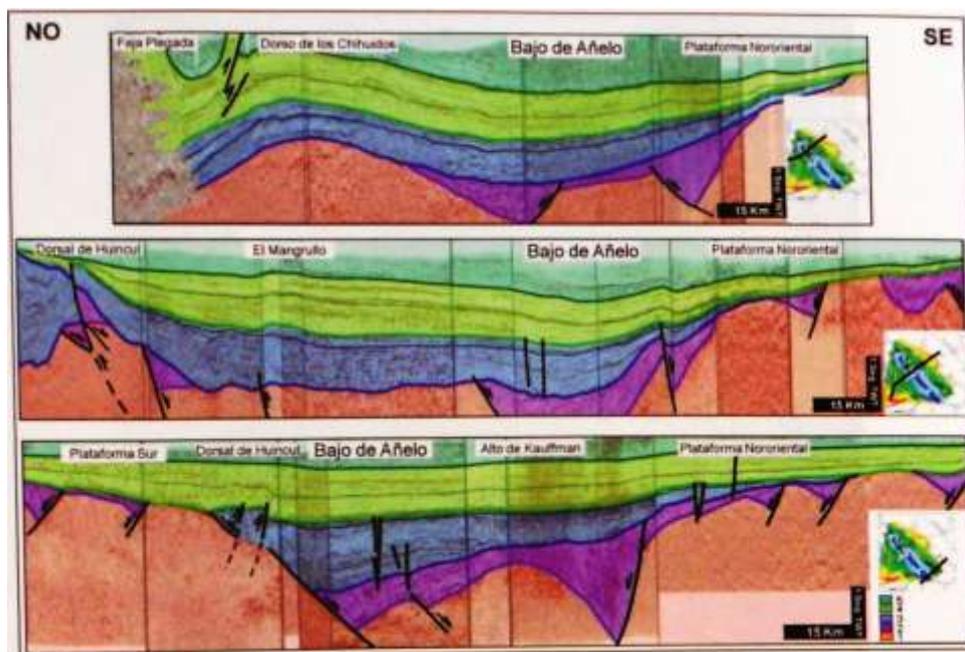


Figura 23: A) corte sísmico en tiempo perpendicular al segmento NO. Se destaca al NO el Dorsal de los Chihuaidos y la faja plegada del Agrio. Nótese el patrón apenas divergente de los reflectores del K temprano alto y K tardío, sugiriendo que el pulso de levantamiento principal fue en el Tc. B) Corte sísmico en tiempo entre la Dorsal de Huincul y la plataforma nororiental. C) Corte sísmico en tiempo perpendicular al segmento oriental del Bajo de Añelo. Nótese la similar cota estructural entre los flancos SO y NE. 1. Basamento indiferenciado, puede incluir depósitos de *sinrift* no visibles en sísmica. 2. *Sinrift* Tr tardío a Jr temprano. 3. Jr indiferenciado. 4. K temprano. 5. K tardío (en Pángaro *et al.*, 2011).

6.3) SISTEMA PETROLERO

En la Cuenca Neuquina se han identificado reservas totales (producidas y por producir) que rondan los 9.7 billones de barriles de petróleo equivalente (BBOE), distribuidos en aproximadamente un EUR (valores de producción acumulada y reservas) de 4.4 billones de barriles de petróleo, 90% de ellos alojados en 40 de los 200 yacimientos conocidos (Legarreta *et al.*, 2005). Por otro lado el EUR para el gas es de alrededor de 29.9 trillones de pies cúbicos de gas, de los cuales el 90% se encuentra en 25 de los 120 campos de gas descubiertos hasta la fecha (Legarreta *et al.*, 2005). A partir de la etapa de desregularización y privatizaciones de la década de los 90 el incremento de las reservas se produjo mayormente dentro o cerca de las zonas productivas donde hoy se estima la existencia de reservas probadas y probables de alrededor de 1.9 billones de barriles de petróleo (BBO) y 17.5 trillones de pies cúbicos (TCF) de gas (Legarreta *et al.*, 2004; en Legarreta *et al.*, 2005).

Los sistemas petroleros de la Cuenca Neuquina han sido divididos en cinco distritos por Legarreta *et al.* (2008) considerando ciertas similitudes que presentan las acumulaciones.

El bloque Rincón del Mangrullo se ubica en lo que ellos llaman Distrito La Lata ubicado en el centro del Engolfamiento.

El distrito La Lata cuenta dos sistemas petroleros prolíficos donde la generación provino de las lutitas negras de las Fms Los Molles y Vaca Muerta, maduras por los importantes espesores que actuaron como sobrecarga (Legarreta *et al*, 2008). Los principales reservorios, mayormente portadores de gas, condensado y petróleo liviano, son las areniscas de las Fms Sierras Blancas y, adicionalmente, Lajas y Lotena (Legarreta *et al*, 2008).

La Fm Los Molles (roca madre siliciclástica con querógeno de tipo II/III) habría tenido una participación muy importante en el llenado de los reservorios clásticos de este sector de la cuenca con una fuerte composición gaseosa rica en metano (alta madurez térmica) (Legarreta *et al*, 2008). Respecto de su capacidad de carga, el intervalo basal de edad Toarciano-Pliensbaquiano de unos 400 m de espesor, presenta valores de riqueza orgánica de hasta 6% de COT (Fernández Seveso *et al*, 1996; en Legarreta *et al*, 2008).

La Fm Vaca Muerta aporta gas condensado y petróleo no sólo a las trampas estructurales y combinadas de este sector, sino que también cargó las acumulaciones situadas en la periferia de la cocina del Engolfamiento (Villar, *et al*, 1993; Villar y Talukdar, 1994; en Legarreta *et al*, 2008). El sistema de carga de Vaca Muerta muestra niveles generadores de gran riqueza orgánica (roca madre siliciclástica con querógeno tipo II de alta calidad), buenos reservorios, importantes sellos pelíticos y amplias trampas de impedancia elevada aportando a acumulaciones como la de Loma La Lata (Maretto y Rodríguez, 2005 en Legarreta *et al*, 2008).

La migración desde la Fm Los Molles hacia los reservorios de Lotena y Sierras Blancas del yacimiento Loma La Lata habría tenido lugar verticalmente a través de fallas (Legarreta *et al*, 2008). El fuerte predominio de metano en la composición del gas alojado en la Fm Lotena estaría asociado al fuerte stress térmico que afecta al rico intervalo generador de la base del Gr Cuyo ($R_o > 2\%$). El petróleo liviano migrado verticalmente y entrampado en la Fm Quintuco muestra afinidad genética y térmica con la Fm Vaca Muerta de Loma La Lata. En el sector occidental del distrito, las acumulaciones desarrolladas en la Fm Mulichinco estuvieron alimentadas también por migración vertical desde la Fm Vaca Muerta, siendo en esta zona las evaporitas de la Fm Auquilco, con espesores de hasta 300 m, una barrera para la migración de hidrocarburos desde la Fm Los Molles (en Legarreta *et al*, 2008).

En este distrito, la migración vertical desde una cocina infrayacente junto a una alta impedancia permitió la acumulación y preservación de grandes volúmenes de gas (Legarreta

et al, 2008). Cuando se analizan los campos asociados a las cocinas de Los Molles y Vaca Muerta en el Engolfamiento Neuquino, ya sea suprayaciéndolas o dispuestos en su periferia, el índice GAE es uno de los mayores que se han estimado para la cuenca (Legarreta *et al*, 2005). La combinación de elementos y procesos del sistema petrolero fueron aquí muy eficientes (Legarreta *et al*, 2005).

En el distrito La Lata, gasífero por excelencia, se han identificado alrededor de 90 campos, con EUR de 18.4×10^{12} CFG (*cubic feet of gas*) (Legarreta *et al*, 2008). El yacimiento Loma La Lata aloja 59% de este volumen de gas junto con unos 225×10^6 BO, mientras que 37% se reparte entre Aguada Pichana-Aguada de la Arena, Loma Las Yeguas, Sierra Chata y Aguada San Roque (Legarreta *et al*, 2008). Otros 14 campos registran acumulaciones entre 220 y 10×10^9 CFG y el resto contiene volúmenes menores de gas, acompañados por cantidades de petróleo que no superan el millón de barriles (Legarreta *et al*, 2008).

7. INTERPRETACIÓN SÍSMICA DEL ÁREA RINCÓN DEL MANGRULLO

7.1) POZOS CLAVES

En el área de Rincón del Mangrullo se contó con seis pozos. Se trabajó solo con cinco en la interpretación sísmica ya que uno no cuenta con perfil sónico (DT) para la generación de los sismogramas sintéticos. La correlación de pozos se hizo con los seis pozos (Fig. 24). Solo uno de estos no cuenta con el registro de densidad (RHOB) que nos permite junto con el DT obtener un buen coeficiente de reflexión para la generación de sismogramas sintéticos de mayor fidelidad (Tabla 1).

Pozo	PF (Profundidad Final)	DT (tiempo de transito)	RHOB (densidad)
YPF.Nq.ETo.x-1	1900m	✓	✓
YPF.Nq.PDI.x-1	2295m	✗	✓
YPF.Nq.RDM.a-7	2037m	✓	✓
YPF.Nq.RDM.e-2	3720m	✓	✗
YPF.Nq.RDM.x-1	3700m	✓	✓
YPF.Nq.RDP.x-1	1826m	✓	✓

Tabla 1: Pozos del área Rincón del Mangrullo con sus respectivas profundidades finales y la indicación de registros eléctricos con los que se cuenta para la generación de sismogramas sintéticos.

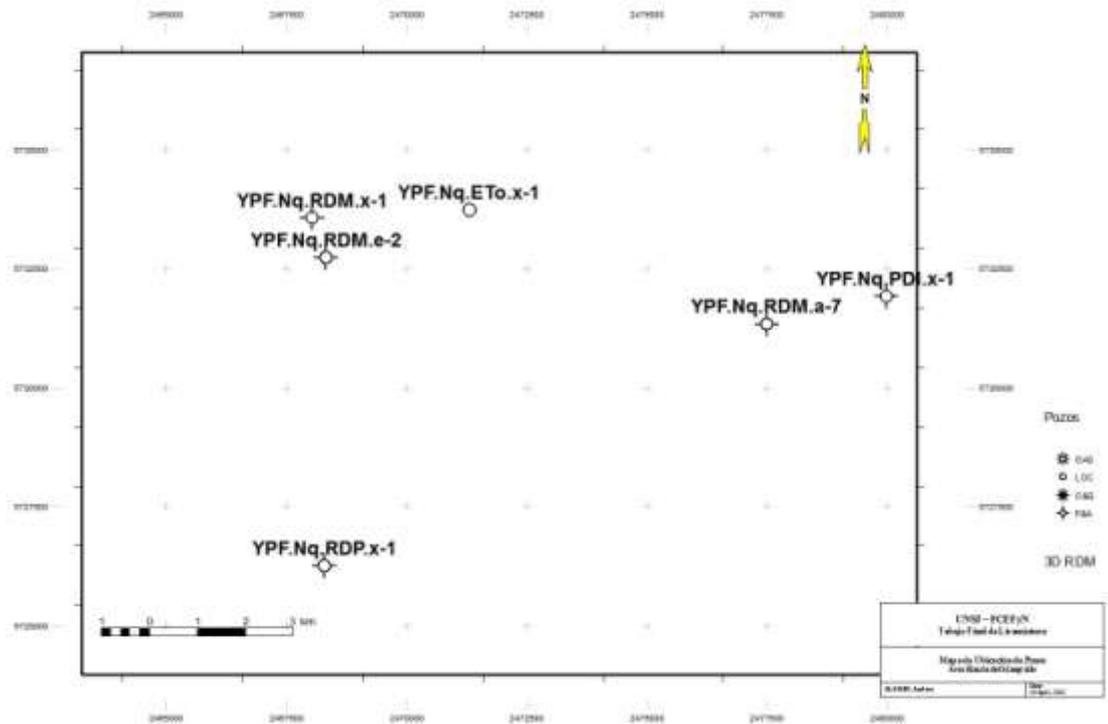


Figura 24: Mapa de ubicación de los pozos del área Rincón del Mangrullo.

Las curvas DT y RHOB fueron editadas, mediante filtrado y/o correcciones manuales, en las zonas donde el pozo presentaba malas condiciones (paredes irregulares y/o diámetros muy grande). De esta manera se reducen los ruidos que pueden generar en los sismogramas sintéticos.

Los *markers* eléctricos fueron identificados en los perfiles eléctricos con la guía y los conocimientos regionales del Lic. Martín Cevallos. Además, se contó con pases provisto por la empresa EMSA S.A. A partir de esta información se procedió a redefinir los pases formacionales según nuestros criterios teniendo en cuenta las propiedades petrofísicas visualizadas en los perfiles. Para esto, se utilizó el Módulo XSection de la plataforma “GGX” donde se desplegaron los registros eléctricos de los seis pozos y se establecieron las correlaciones (Fig. 25). Ellas nos permiten establecer que los espesores de las formaciones en general se mantienen constantes en el área de estudio. Además, se observa un “alzamiento” de todas las unidades de los pozos localizados en NO del cubo 3D, sin sufrir variaciones de espesores significativos en las formaciones que involucra esta estructuración.

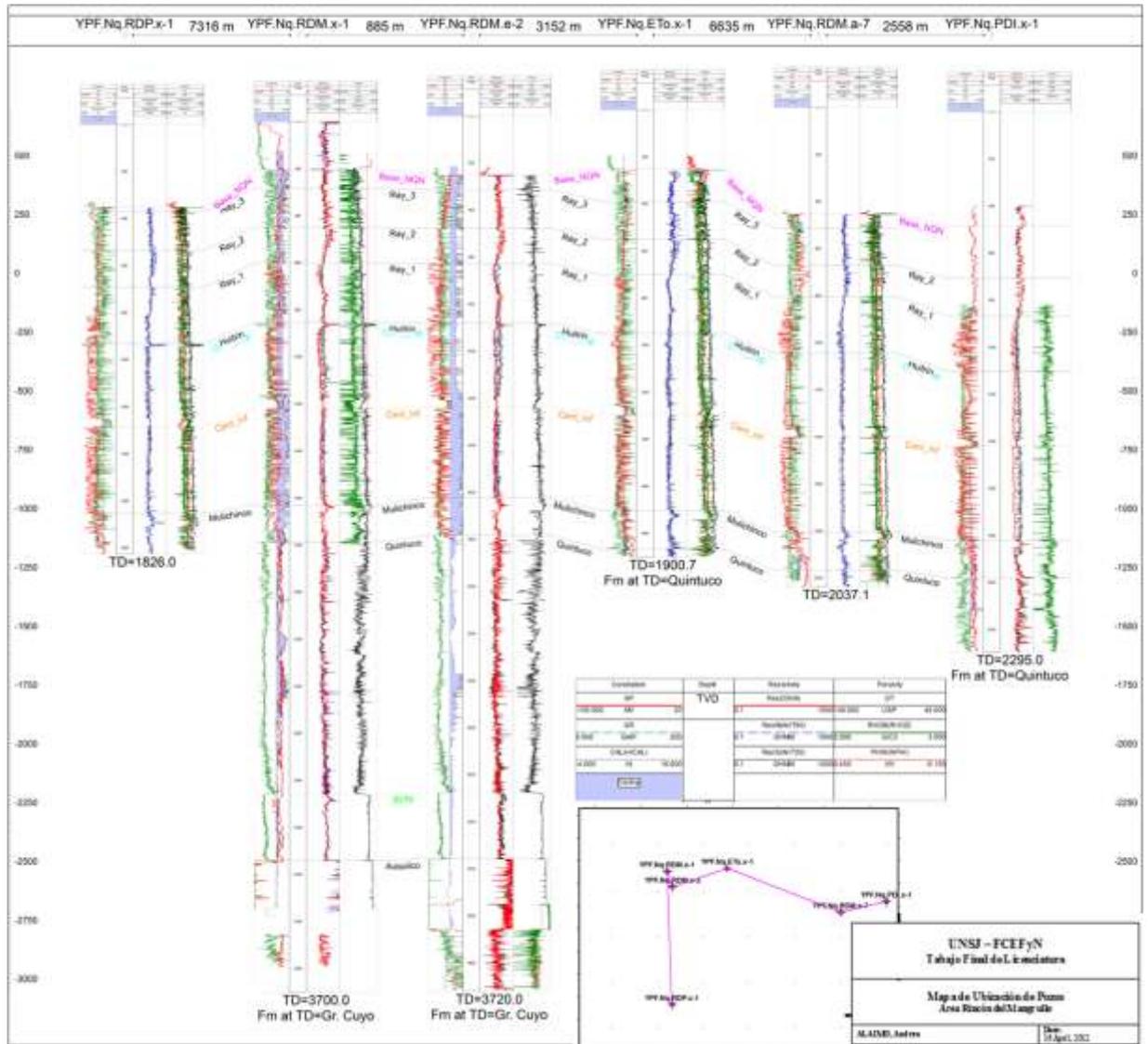


Figura 25: Correlación de perfiles eléctricos norte-sur de los pozos del área Rincón del Mangrullo y mapa de ubicación de los pozos.

En los siguientes párrafos se describirán las características eléctricas que permitieron identificar y correlacionar los *markers* eléctricos utilizados para las interpretaciones sismoestratigráficas.

La unidad más profunda caracterizada es la Fm Auquilco. Se la identificó sobre la base del perfil DT quien muestra lecturas de 50 a 53 $\mu\text{s}/\text{ft}$, típico de anhidritas. Tanto el DT como el GR tienen lecturas homogéneas en todo el intervalo, presentando una configuración cilíndrica. El GR también muestra lecturas bajas (2/6/10 GAPI (mín/prom/máx)) típicas de anhidritas. La resistividad para esta litología es muy alta y bastante variante, no coincidente con el comportamiento cilíndrico de los registros anteriormente descriptos.

La Fm Tordillo sobreyace a la Fm Auquilco a los 2860 mbbp en el pozo RDM.x-1 con un espesor de unos 280 metros. El pasaje a la Fm Tordillo está dado por un cambio brusco en el registro eléctrico que a su vez, muestra homogeneidad en los perfiles DT y GR con una configuración cilíndrica. El registro DT presenta un rango de 57/61/65 $\mu\text{seg}/\text{ft}$ en general y valores son más bajo hacia el tope de la formación. En la base de la Fm Tordillo el rayo gamma es alto y disminuye rápidamente en el resto de la columna tomando valores de 50/65/80 GAPI. El perfil de resistividad es poco errático y con un rango de valores que oscila entre 15/33/51 ohm.m.

La secuencia Quintuco-Vaca Muerta a los 1786 mbbp en el pozo RDM.x-1 se observa sobre la Fm Tordillo con espesores de unos 1074 m. Esta secuencia se caracteriza por un pase a registros eléctricos con un arreglo vertical más heterogéneo si los comparamos con los descriptos anteriormente. El perfil de GR es bastante alto en la base (135 GAPI) indicando la presencia de un nivel arcilloso, y disminuye gradualmente hacia el tope. La lectura de DT en la base es muy alta, comparando con el resto de las lecturas en la secuencia, alcanzando valores de 100 $\mu\text{seg}/\text{ft}$ en el tramo desde la base de la secuencia (2875 mbbp) hasta 2839 mbbp, aproximadamente. Esto se debería a las propiedades de porosidad de las arcillas y a la presencia de abundante materia orgánica característica de esta secuencia. El resto del perfil presenta una tendencia hacia valores bajos de DT indicando mayor abundancia de carbonatos en la columna.

Las unidades descriptas hasta el momento solo se correlacionan en los dos pozos profundos (RDM.x-1 y RDM.e-2), presentando un buen grado de correlación y sin cambios importantes de espesores.

La Fm Mulichinco sobreyace a la secuencia Quintuco-Vaca Muerta a los 1783 mbbp en el pozo RDM.x-1. En general la tiene muy buena correlación lateral y un espesor promedio de 161 m. Su pasaje se caracteriza por una gradual disminución de los valores de potencial espontáneo (SP). El perfil de GR presenta valores cambiantes en la base con un rango de entre 10/75/140 GAPI, y luego toma valores de 50/70/90 GAPI a partir de los 1740 mbbp, aproximadamente. El DT tiene valores de rango 63/74/86 $\mu\text{seg}/\text{ft}$ (1783 y 1668 mbbp) y luego toma valores de 50/55/60 $\mu\text{seg}/\text{ft}$ hasta los 1629 mbbp indicando la presencia de los carbonatos (descriptos por Vottero y González 2002) para el tope de esta formación. En la parte inferior se describen intercalaciones de areniscas y pelitas. El perfil de resistividad es similar al de DT tomando valores más altos a partir de los 1668 mbbp indicando un cambio de litologías predominantemente arenosas a una con presencia de carbonatos.

La Fm Centenario sobreyace a la Fm Mulichinco a los 1630 mbbp en el pozo RDM.x-1 con un espesor promedio de 730 m. De acuerdo a la respuesta en los perfiles eléctricos, se la divide en dos miembros (descritos Cabaleiro *et al*, 2002) por la presencia de un nivel arcilloso. El Mb Inferior de la Fm Centenario comienza a los 1629 mbbp y llega hasta los 1236 mbbp, en promedio, a partir de allí comienza el Mb Superior que alcanza los 886 mbbp en el pozo RDM.x-1. La Fm Centenario se evidencia por el cambio brusco de valores en los registros de SP y Resistividad y por un marcado aumento del GR (120 GAPI promedio). El DT presenta valores altos, en comparación con el resto del registro de esta formación, y gradualmente baja su valor hasta alcanzar un valor promedio de 70 $\mu\text{seg}/\text{ft}$ que se mantiene en todos los niveles arenosos de la Fm.

Se interpretó la presencia de una delgada sección de la Fm Huitrín entre los 886 mbbp y 860 mbbp en el pozo RDM.x-1. Presenta un espesor máximo de 23.6 m en el pozo RDM.x-1 y disminuye hacia los pozos situados en los extremos E-O del área (Fig. 26) alcanzando el mínimo espesor en el pozo PDI.x-1 con 6.40 m. Esta unidad fue identificada por el cambio brusco de los registros de GR a valores muy bajos (10 GAPI promedio), por la alta resistividad y por los valores bajos de DT (50 $\mu\text{seg}/\text{ft}$ promedio). En base a la lectura de los perfiles se interpreta la presencia de anhidrita, la cual se correspondería con la sección evaporítica de la Fm Huitrín.

La Fm Rayoso sobreyace a la Fm Huitrín a los 853 mbbp en el pozo RDM.x-1, tiene un espesor promedio de 627 m con un máximo en el pozo ETo.x-1 de 701 m y un mínimo en el pozo EDP.x-1 de 578 m. En esta unidad se interpretaron tres *markers* eléctricos para apoyar la interpretación de los horizontes sísmicos internos en la Fm, los cuales se denominaron Ray_1, Ray_2, Ray_3. Desde la base de la unidad hasta el *marker* Ray_1 los valores de resistividad en la base son de 1.6/6.7/11.8 ohm.m y luego aumentan hasta alcanzar valores de 41 ohm.m con un comportamiento del perfil de SP bastante regular. Zavala y Ponce, 2011 caracterizan la primer secuencia (R1) como integrada por niveles pelíticos con intercalaciones de areniscas, anhidritas y carbonatos, con lo cual los niveles de resistividades bajas caracterizarían niveles pelíticos, y el aumento de esta marcaría la presencia de las intercalaciones. El GR presenta valores comparativamente más altos con un rango de 90/112/135 GAPI.

En la sección entre Ray_1 y Ray_2 se observa un progresivo aumento del registro de resistividad producto posiblemente de la presencia de niveles arenosos que son más abundantes hacia el techo de la unidad. Este aumento de resistividad es gradual y se pueden

distinguir tres rangos de valores desde el Ray_1 al Ray_2: entre 600 y 540 mbbp, 8.7/11/14 ohm.m; entre 540 y 507 mbbp, 14/26/48ohm.m; y entre 507 y 457, 85/129/174 ohm.m. En el intervalo comprendido entre el Ray_2 y Ray_3, se interpreta un potente paquete arenarcilloso de valores de entre 8/24/40 ohm.m. El nivel entre Ray_3 y Base del Gr Neuquén presenta una variación en sus registros que sería correlacionable con un incremento de su contenido arcilloso.

7.2) ATADO de POZOS en TIEMPO

Los cinco pozos con DT mencionados en el apartado anterior se utilizaron para realizar sismogramas sintéticos, los cuales fueron correlacionados con la sísmica y así se obtuvo una ley de velocidad para cada uno. Esto permite unir el dato sísmico con el dato de pozo, y así visualizar a este último en escala de tiempo. Además, este proceso permite la posibilidad de crear mapas estructurales en profundidad.

La generación de los sismogramas sintéticos se realiza en el software en forma automática debiéndose tener la precaución de generar una ley de velocidad para cada pozo.

Los sismogramas sintéticos se construyen a partir de la deconvolución de una ondícula genérica que representa la señal sísmica a la cual se le puede variar la frecuencia, tipo, fase, etc., y la serie de coeficientes de reflexión que representa el contraste de las propiedades del terreno. La magnitud de los contrastes de energía que se producen en una interfase se pueden conocer por los Coeficientes de Reflexión (en adelante CR).

El proceso de deconvolución se muestra esquemáticamente en la Fig. 26, donde: A: es la columna litológica; B: es la serie de coeficientes de reflexión a cada cambio de impedancia acústica en A; C1 a C6: muestran la ondícula C asociada a cada uno de los 5 coeficientes de reflexión considerados con su amplitud y signo correspondiente. Obviamente, no es posible detectar estas ondículas individualmente por lo que los eventos simultáneos se interfieren dando origen al sismograma sintético D, que es la simple superposición (suma) de todos ellos. (en Tejada, 2009).

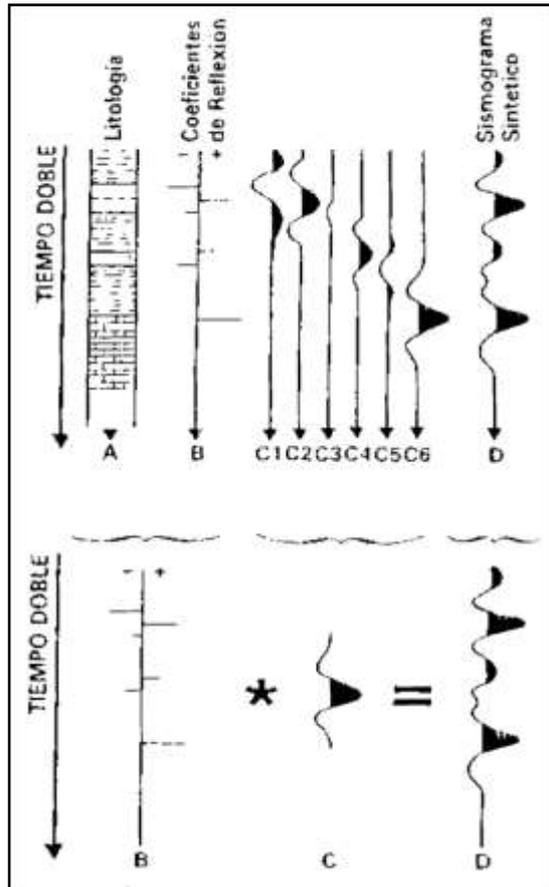


Figura 26: Modelo de traza sísmica, Convolución. El modelado directo toma un modelo de las propiedades de la formación (en este caso la impedancia acústica estimada a partir de los registros de pozos) la combina con una ondícula sísmica, o pulso sísmico, y se obtiene como resultado una traza sísmica sintética. Tomado de Tejada, 2009.

La generación del sismograma sintético de cada pozo se hace partiendo del Módulo SeisVision, en el cual se despliega una ventana que muestra el sismograma sintético del pozo y permite compararlo con las trazas sísmicas cercanas para establecer la correlación entre estos. Así se ajusta la escala en profundidad del sismograma sintético a la escala en tiempo del cubo sísmico 3D, o líneas 2D (Fig. 27).

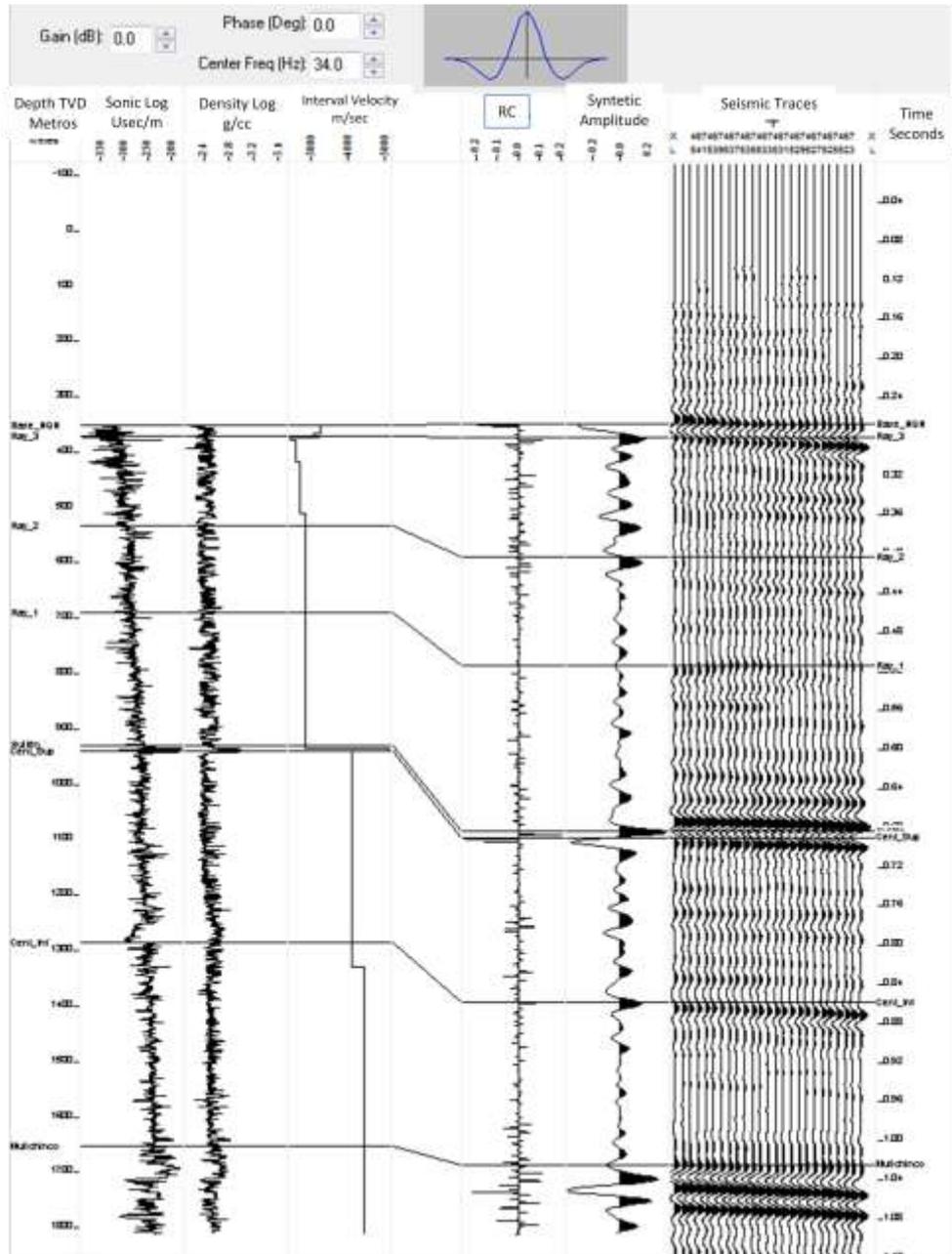


Figura 27: En la imagen se muestra la ventana donde se ajusta el sismograma sintético a la sísmica. Se observa de izquierda a derecha: profundidad en metros, curva de DT, curva de RHOB, velocidad interválca, CR, sintético y las trazas sísmica.

Una vez realizado el colgado de pozos podemos desplegar la información de los perfiles y *markers* eléctricos junto con la información sísmica en una misma escala vertical (tiempo). En la Fig. 28, se muestra algunos de los pozos “colgados” en una sección sísmica N-S. A la izquierda del pozo se muestra el perfil de SP en rojo y a la derecha el sismograma sintético en azul.

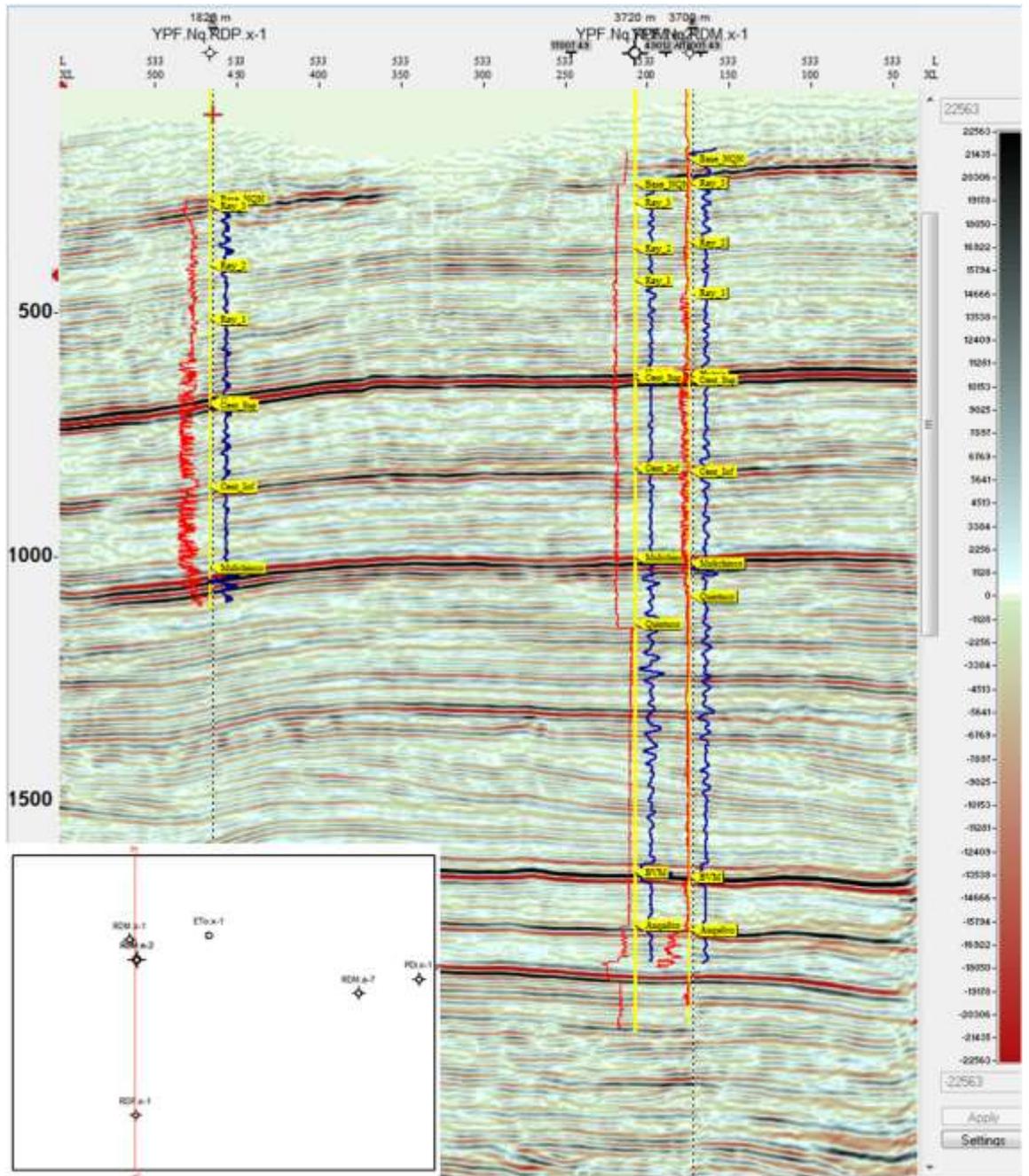


Figura 28: Sección sísmica norte-sur del cubo Rincón del Mangrullo con los pozos colgados.

7.3) DEFINICIÓN de HORIZONTES GUÍAS

Una vez realizado el atado de los pozos a la sísmica, se seleccionaron los reflectores sísmicos usarlos como horizontes guías. Para ello se eligieron aquellos reflectores que indicasen discordancias, cambios litológicos u otras superficies que generen, en lo posible, reflectores fuertes y continuos lateralmente.

Dependiendo de las características de cada reflector guía, se seleccionó para su interpretación pico, valle o cruce por cero de la ondícula. Sobre las líneas sísmicas desplegadas se sigue el evento seleccionado y se van colocando (“picando”) semillas que sirvan para guiar la interpretación. La interpretación se realiza de manera sistemática en las direcciones *inline* (líneas sísmicas en dirección de los geófonos) y *crossline* (en dirección de la fuente) cada cinco líneas sísmicas. Con esto se obtuvo un grillado de interpretación que luego se interpoló para obtener una interpretación completa del cubo, usando como dato duro la interpretación del grillado.

Los horizontes guía son: Tope de la Fm Lotena, Tope de la Fm Auquilco, Base de la Fm Vaca Muerta (Tope de la Fm Tordillo), se definieron seis sigmoides dentro de la secuencia Vaca Muerta-Quintuco, Tope de la Fm Quintuco, Tope de la Fm Mulichinco, Tope del Miembro Inferior de la Fm Centenario, Tope del Miembro Superior de la Fm Centenario, Tope del Grupo Rayoso (Base del Grupo Neuquén) y un nivel intra-Rayoso. Ver Fig. 29. Luego de picados estos horizontes se procedió al análisis sismoestratigráfico y estructural del cubo de Rincón del Mangrullo.

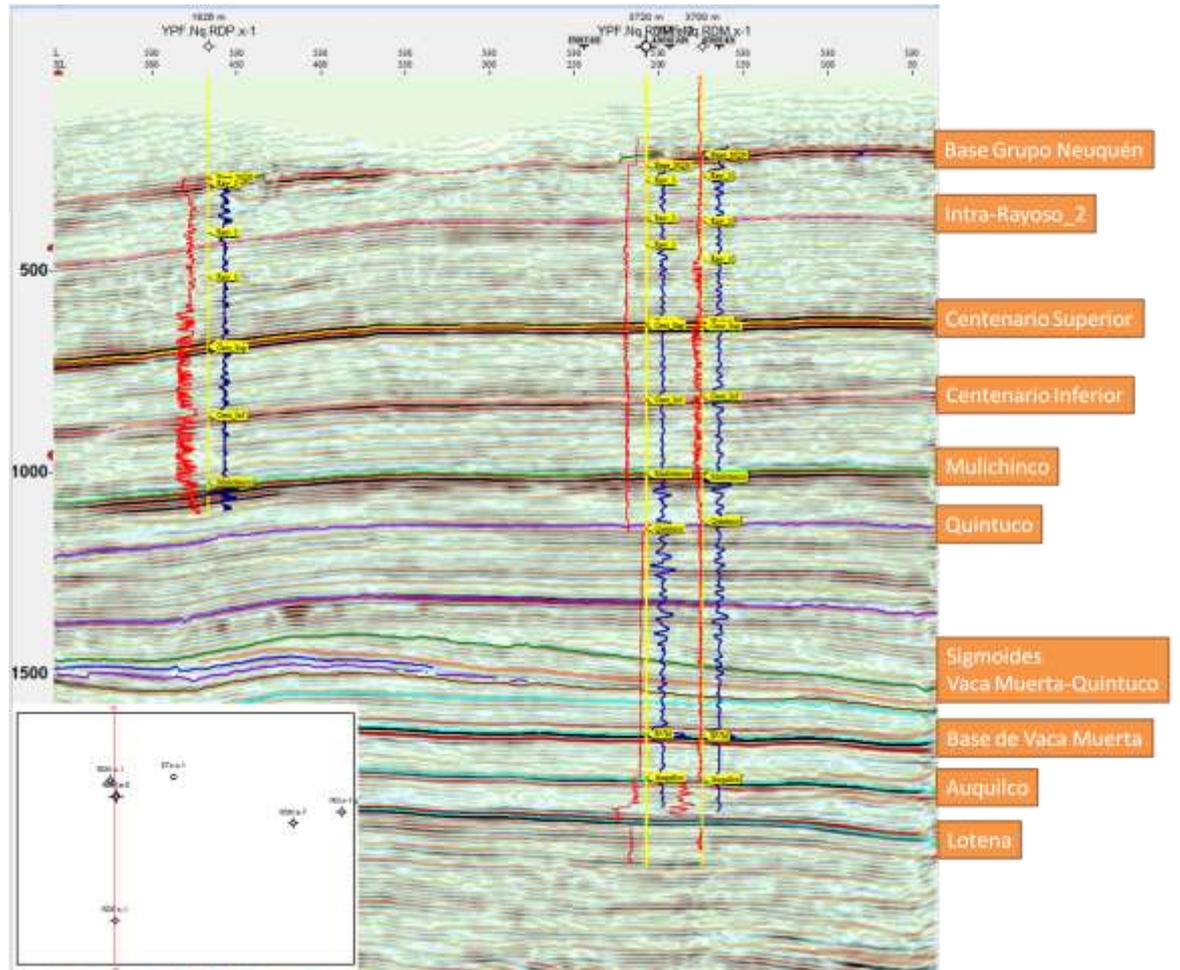


Figura 29: Sección sísmica norte-sur que muestra los horizontes guía del cubo de Rincón del Mangrullo.

7.4) INTERPRETACIÓN SÍSMICA

En este apartado se hará una descripción sismo-estratigráfica y estructural de cada unidad basada en mapas estructurales en tiempo, de amplitud sísmica y de espesores.

7.4.1) Formación Lotena

Su horizonte guía se ubica en la interfaz entre esta formación y la Fm Auquilco. Este reflector es el más profundo de los interpretados en el cubo de Rincón del Mangrullo y se ubica en promedio a los 1900 ms, con un mínimo en 1810 ms en el sector oeste y un máximo de 1940 ms en el sector este del cubo. A este reflector se lo interpretó siguiendo un pico cada 5 *inline* y 5 *crossline*. El reflector presenta muy buena continuidad lateral y una estructuración de muy bajo relieve, lo cual permitió realizar una muy buena interpretación.

En la Fig. 30 se muestra el mapa estructural en tiempo (isócrono) obtenido para esta formación. Se observa un alto estructural suave con el sector más elevado al centro oeste-

noroeste del cubo que se hunde hacia el E con buzamiento suave. Los altos valores en tiempo (mayor profundidad) en el sector N y S del cubo indican los flancos de la estructura siendo más altos en el S, por lo que se infiere que éste tiene un buzamiento mayor con respecto al N. La pendiente en el sector S podría estar controlada por un sistema de fallas normales (Ver Fig. 31), aunque no se descarta que estas supuestas fallas sean un efecto de las bioconstrucciones de la secuencia Vaca Muerta-Quintuco que alteran la información sísmica.

Se interpreta a la estructura como un espolón cuyo eje se orienta ONO-ESE y buza hacia el E. Dicho espolón presenta su máximo estructural en el límite O del cubo sísmico, por lo que no se verifica su cierre occidental. Esta estructura se ubica regionalmente en el extremo austral del sistema de estructuras N-S denominada como “Dorso de los Chihuidos” (Brinkworth *et al*, 2011).

En la Fig. 32 se muestra un mapa de extracción de amplitud en el que no se logra reconocer ningún patrón significativo para el horizonte analizado.

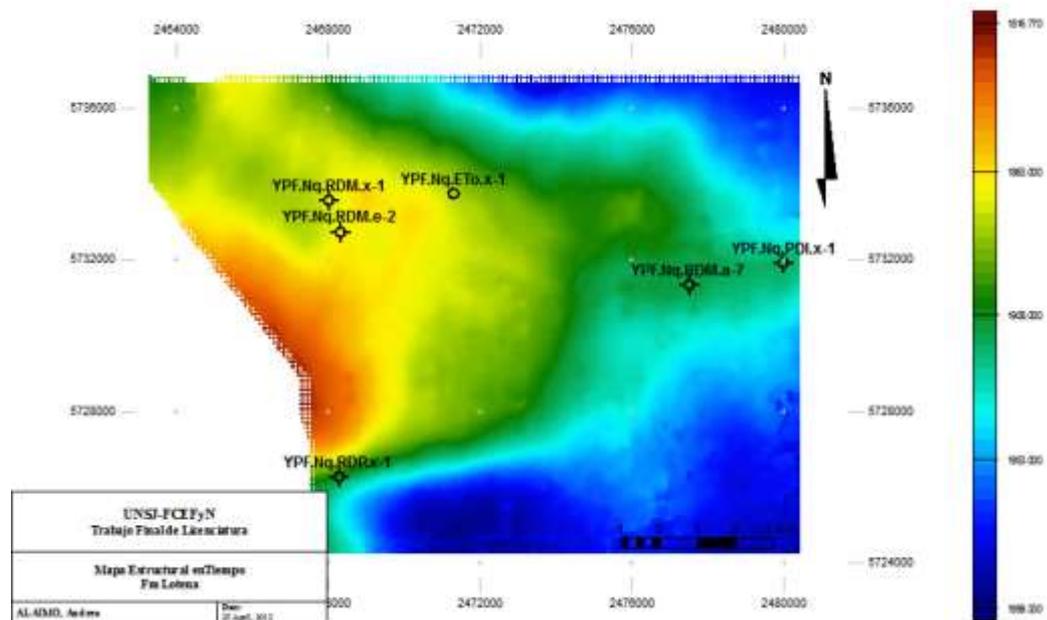


Figura 30: Mapa estructural en tiempo al tope de la Fm Lotena. Se destaca la estructura anticlinal con orientación O-E que se hunde suavemente hacia el E, y con cierre hacia el N y S, con fuerte pendiente en este último flanco.

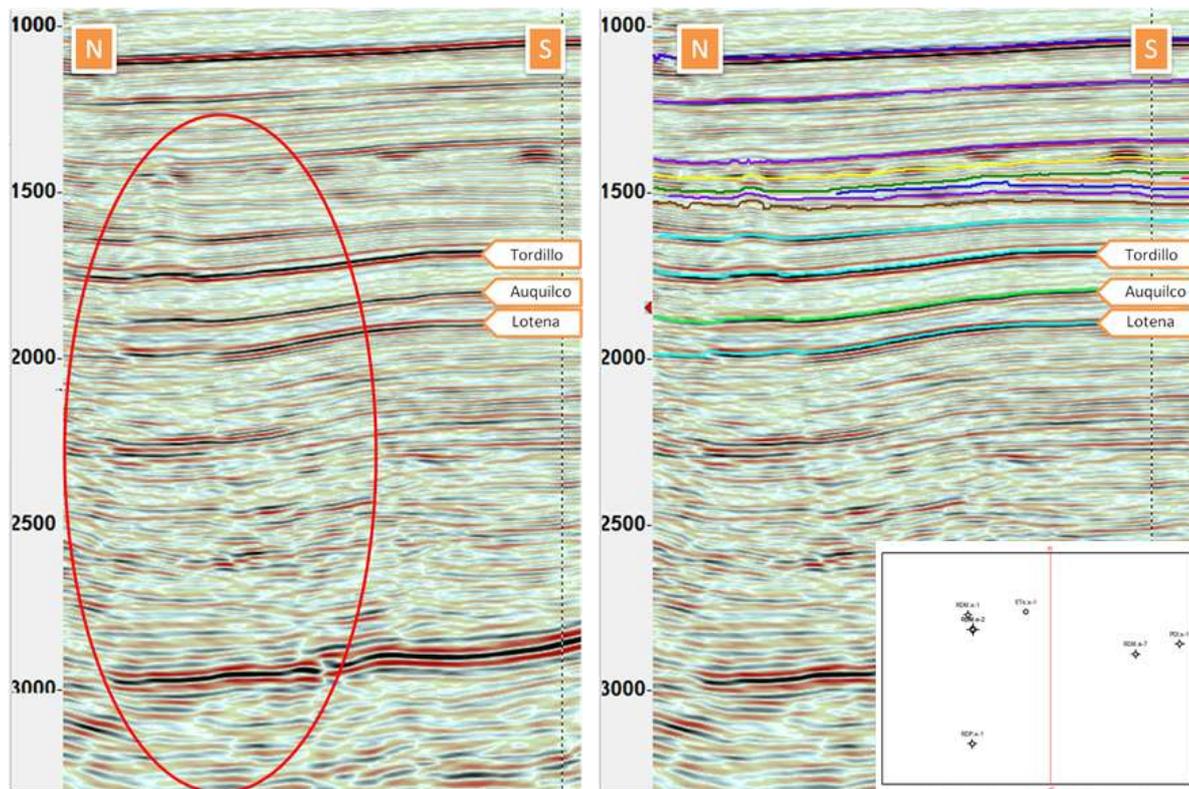


Figura 31: La sección sísmica de la izquierda muestra en el círculo rojo un posible sistema de fallamiento en el sector sur de la estructura principal. A la derecha se muestra la misma sección con los horizontes.

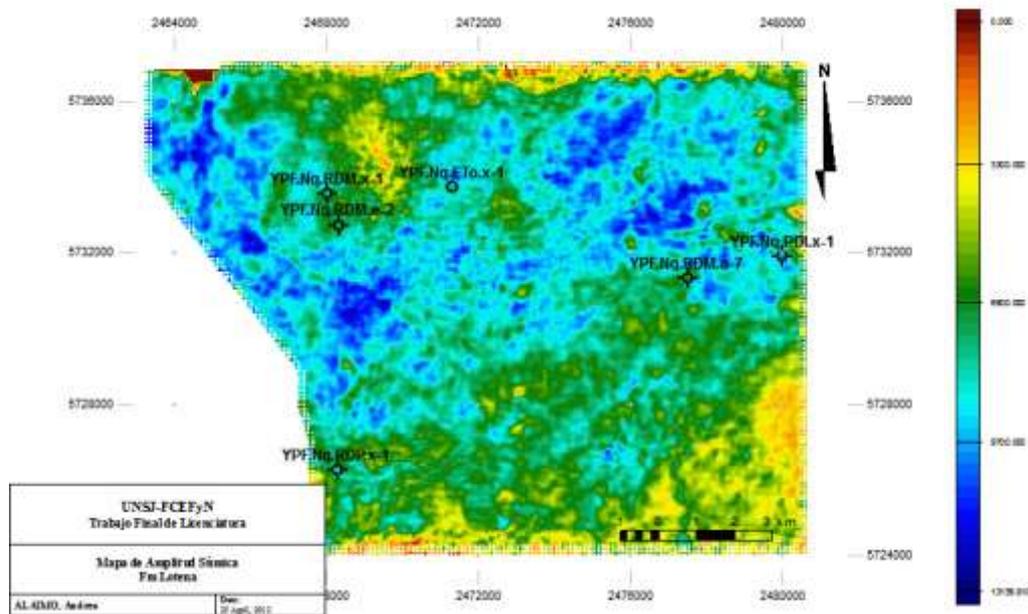


Figura 32: Mapa de amplitud sísmica al Tope de la Fm Lotena.

7.4.2) Formación Auquilco

El horizonte guía está interpretado en su tope en un rango entre 1980 y 1840 ms con un promedio en 1900 ms. El horizonte se interpretó siguiendo un pico cada 5 *inlines* y 5

crosslines. Este reflector presenta muy buena continuidad en toda la extensión del cubo y se observan pendientes muy suaves con una estructuración muy similar a la de la Fm Lotena.

Los reflectores sísmicos internos presentan baja amplitud y bastante discontinuidad, haciéndose algo más continua hacia el tope de la formación (Fig. 36).

El mapa estructural en tiempo (Fig. 33) presenta características muy similares a las descriptas para la Fm Lotena. En la Fig. 34 se muestra el mapa de extracción de amplitud.

El mapa de espesor en tiempo para la Fm Auquilco muestra una variación gradual de espesores, con un leve aumento en dirección NO, hacia posiciones más internas de cuenca (Fig. 35).

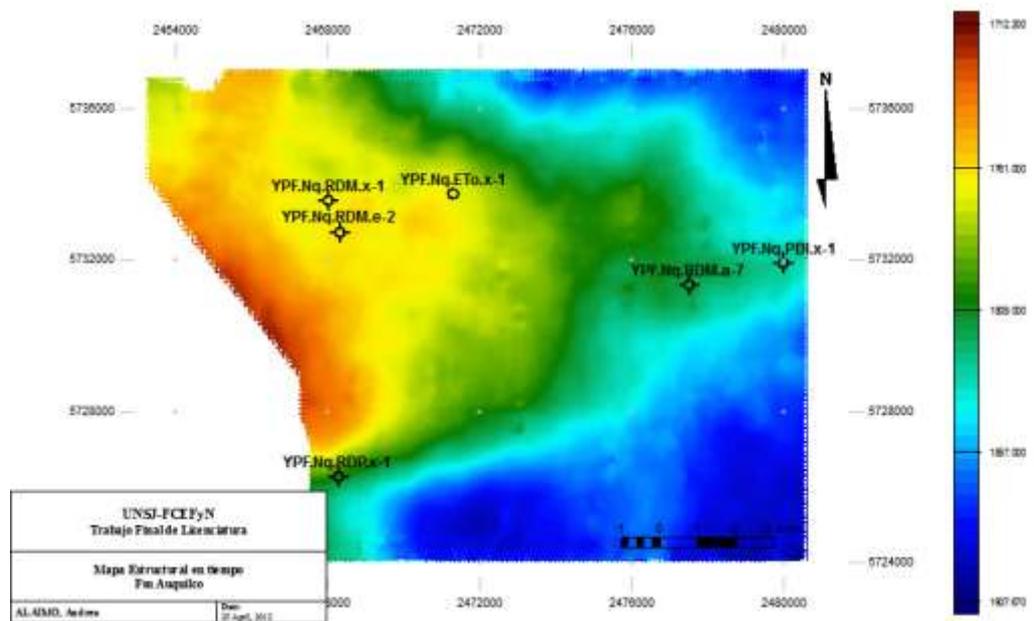


Figura 33: Mapa estructural en tiempo al tope de la Fm Auquilco. Los aumentos de amplitudes locales y de forma circular se deben al efecto que causan construcciones bioalgales de la secuencia Vaca Muerta-Quintuco.

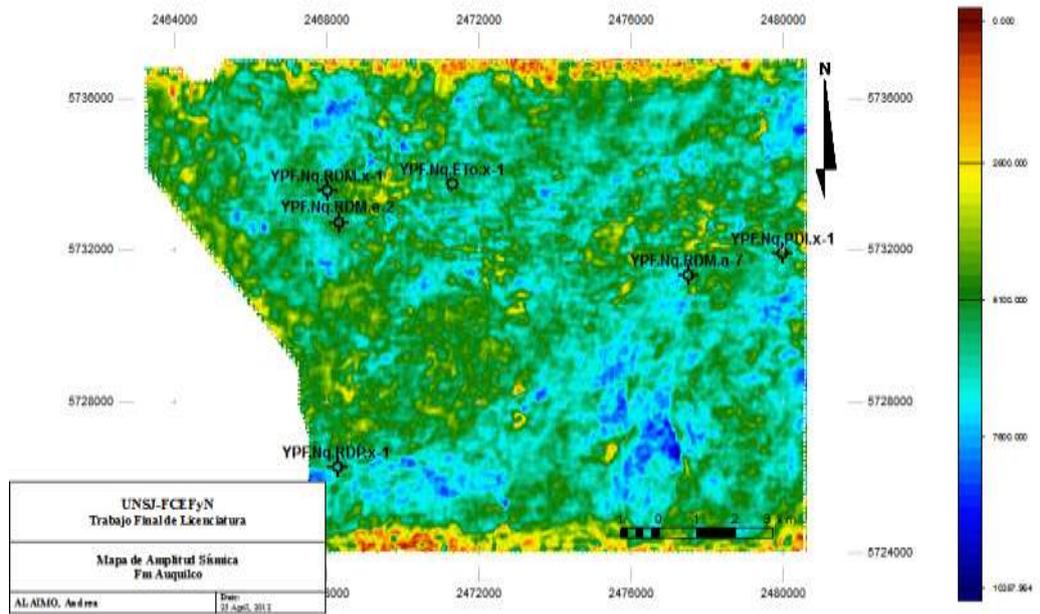


Figura 34: Mapa de amplitud sísmica al tope de la Fm Auquilco.

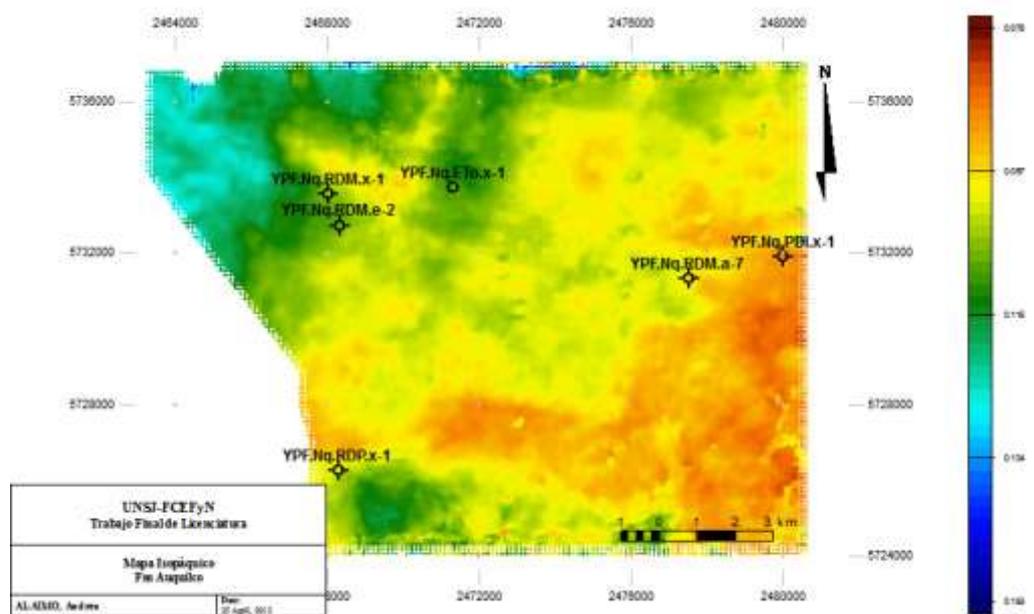


Figura 35: Mapa isopáquico de la Fm Auquilco.

7.4.3) Formación Tordillo

Se interpretó a la Fm Tordillo en el tope de esta a los 1680 ms en promedio con un tiempo máximo a los 1760 ms en el sector S y un mínimo de 1610 ms en el sector O. El reflector usado en la interpretación es un pico y se “picó” cada 5 *inlines* y 5 *crossline*. Este presenta muy buena continuidad y suaves ondulaciones con dirección NE-SO (Fig. 36) que se pueden observar claramente en el mapa estructural en tiempo.

La Fm Tordillo presenta internamente reflectores discontinuos, acentuándose esta discontinuidad hacia el techo de la unidad, la amplitud es baja a moderada.

En la Fig. 37, el mapa estructural presenta una característica particular donde se muestran lineaciones en dirección NE-SO muy bien distribuidas en todo el cubo y separadas entre sí 1.4 a 1.2 km. Considerando que la Fm Tordillo en el área de estudio se compone de depósitos arenosos de origen eólico, se podrían interpretar estas estructuras como el resultado de un paleorelieve de megadunas eólicas. Por otro lado se puede interpretar a esta estructuración como el resultado de la erosión y deformación sinsedimentaria de los depósitos eólicos por causa de la brusca transgresión ocurrida para la depositación de la secuencia Vaca Muerta-Quintuco tal como proponen Veiga y Spalletti, 2007 (en Leanza *et al*, 2011).

En la Fig. 38 se muestra el mapa de amplitud sísmica donde se destaca la dirección de lineamientos ya observados y se identifican amplitudes altas coincidentes con lo que serían las crestas de las megadunas, y zonas de baja amplitud que se corresponderían a las zonas de interdunas.

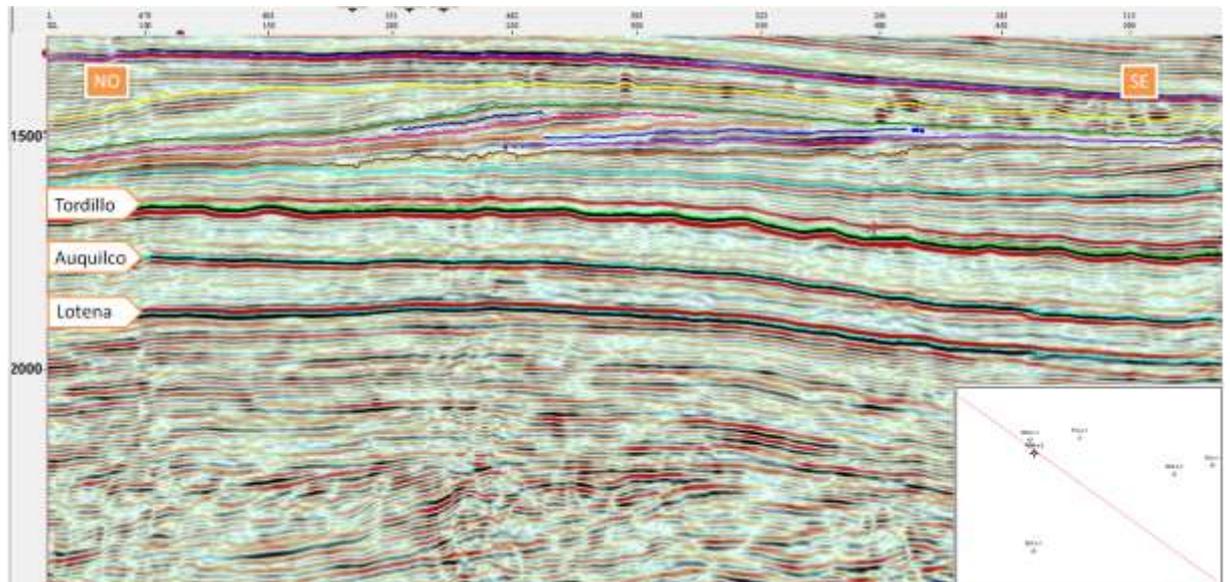


Figura 36: Sección sísmica con reflectores interpretados al tope de la Fm Lotena, Auquilco y Tordillo. Nòtese que el horizonte guía al tope de la Fm Tordillo muestran suaves ondulaciones a lo largo de toda la sección.

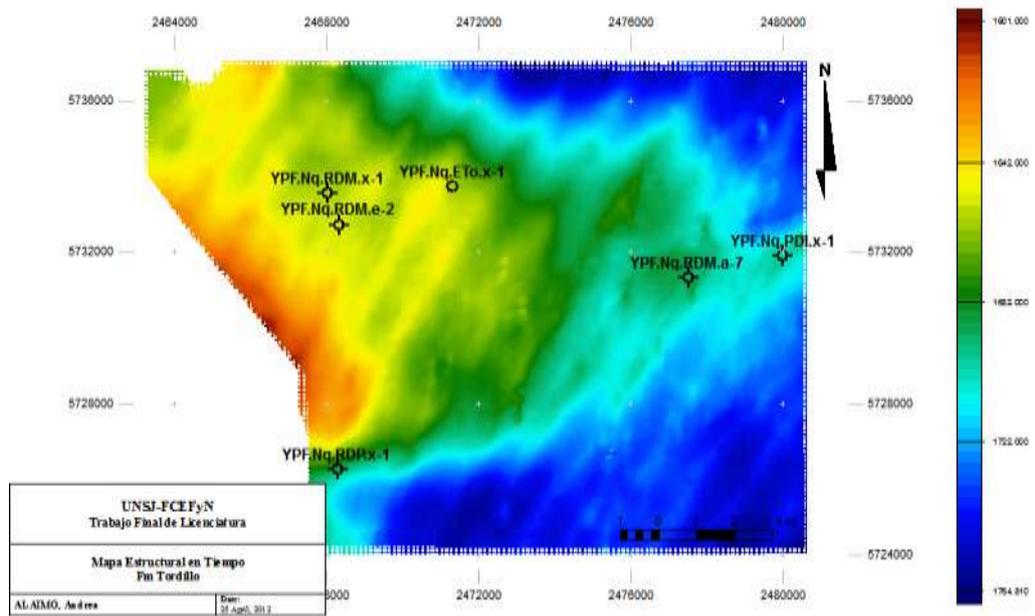


Figura 37: Mapa estructural en tiempo al tope de la Fm Tordillo. Resaltan las lineaciones en sentido NE-SO que se observan en toda la interpretación y serían el resultado de dunas eólicas características para esta formación.

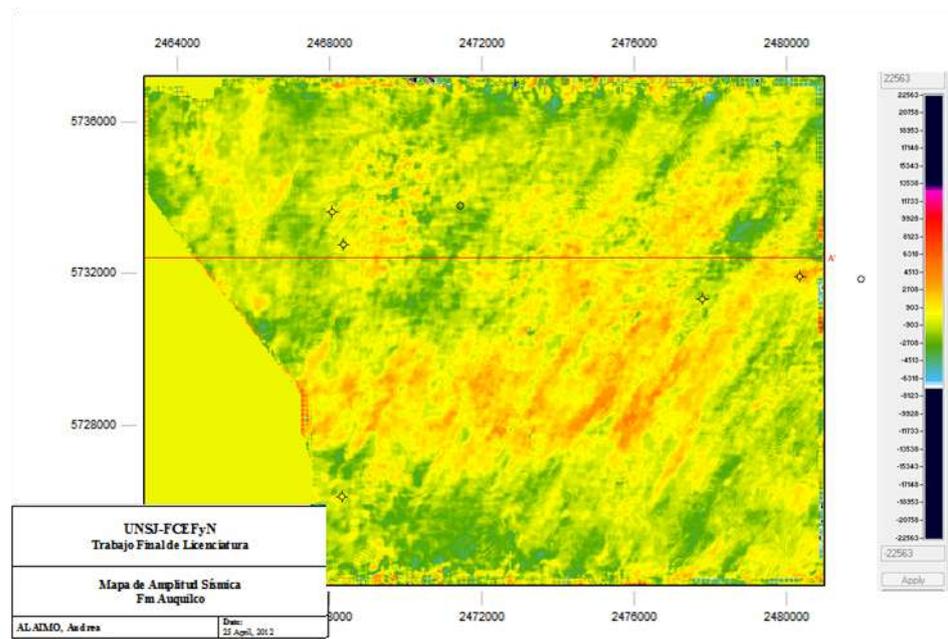


Figura 38: Mapa de Amplitud Sísmica al tope de la Fm Tordillo.

El mapa isopáquico (Fig. 39) de esta formación muestra espesores menores en el NO del cubo y los mayores espesores se presentan hacia el SE. Esta característica se debe a que los depósitos arenosos se adelgazan hacia el interior de cuenca donde gradan a los depósitos fluviales distales y de *playa lake* descritos por Maretto *et al* (2002), hacia el borde occidental de la cuenca neuquina.

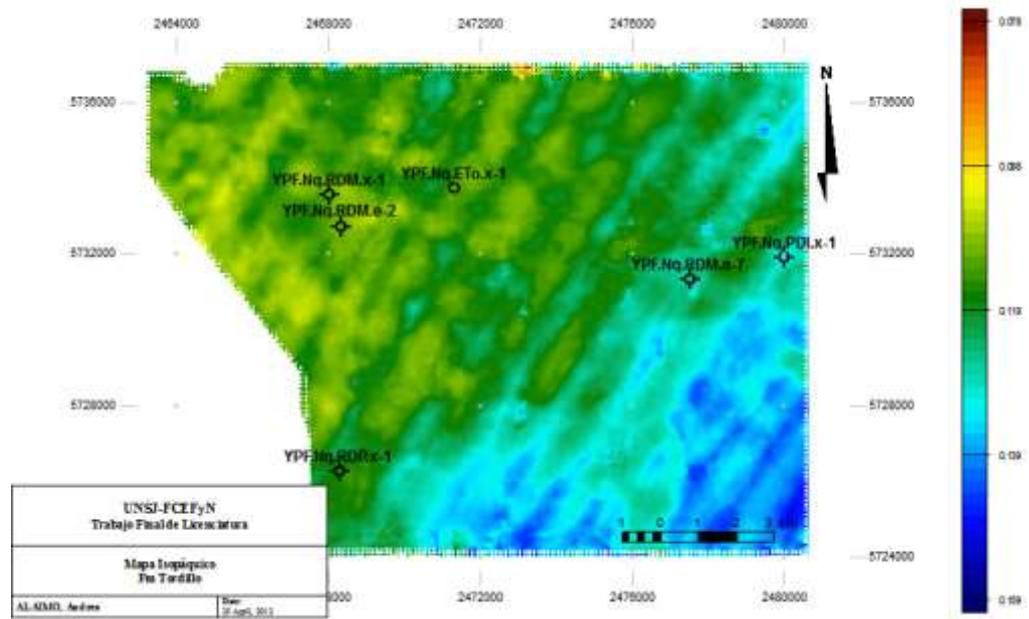


Figura 39: Mapa isopáquico de la Fm Tordillo.

7.4.4) Fms Vaca Muerta y Quintuco: Secuencia Vaca Muerta-Quintuco

Su horizonte guía se encuentra al tope de la unidad en los 1150 ms en promedio y varían entre 1225 y 1100 ms. Se lo interpretó el horizonte siguiendo un pico y se “picó” cada 5 *inlines* y 5 *crossline*. El reflector presenta muy buena continuidad y alta amplitud.

El mapa estructural en tiempo al tope de la secuencia (Fig. 40) presenta similar configuración a la descrita inicialmente e interpretada como la porción sur del Dorso de los Chihuidos. La Fig. 41 muestra el mapa de extracción de amplitud.

La Fig. 42, mapa isopáquico, muestra una variación gradual de espesor en toda la extensión del cubo. Se distingue el paleorelieve reconocido anteriormente, en la Fm Tordillo, de orientación NE-SO y la separación homogénea de las crestas, que sería rellenado por los depósitos pelíticos-calcareos de la base de esta secuencia.

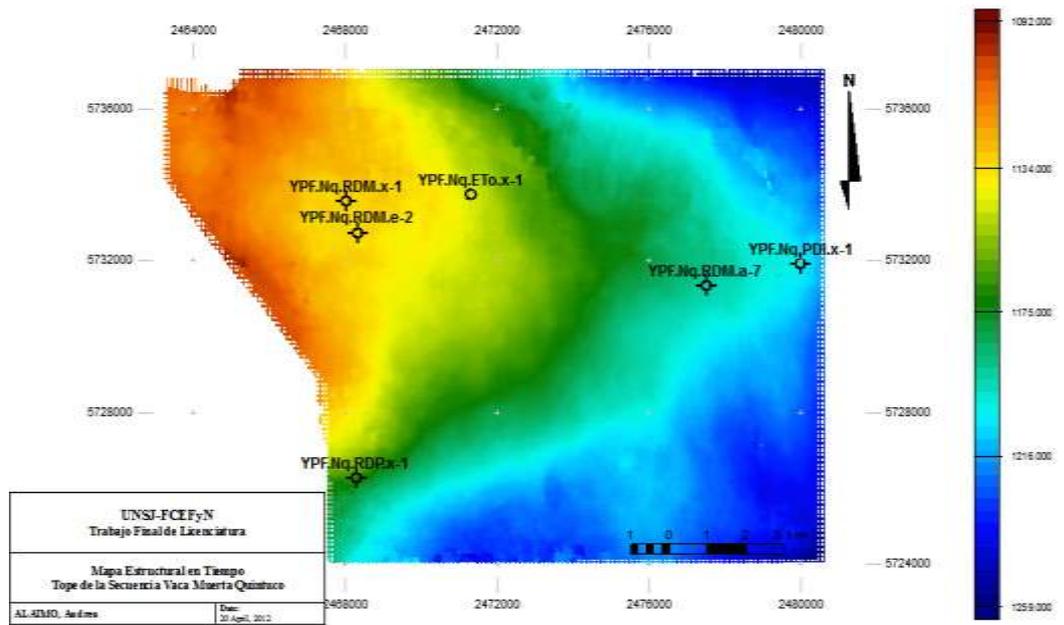


Figura 40: Mapa estructural en tiempo del tope de la secuencia Vaca Muerta-Quintuco.

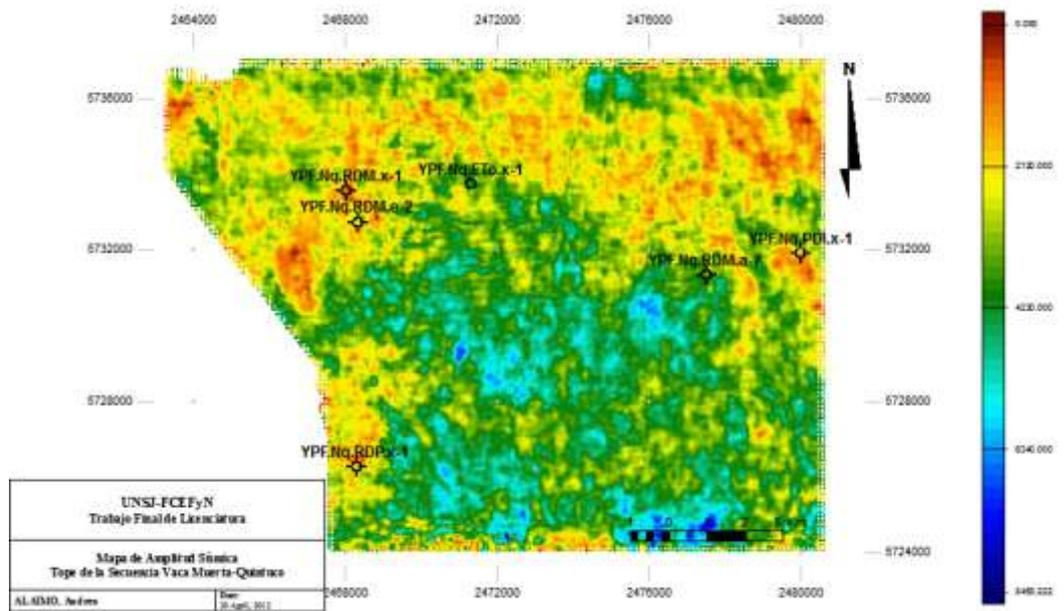


Figura 41: Extracción de amplitud del tope de la secuencia Vaca Muerta-Quintuco.

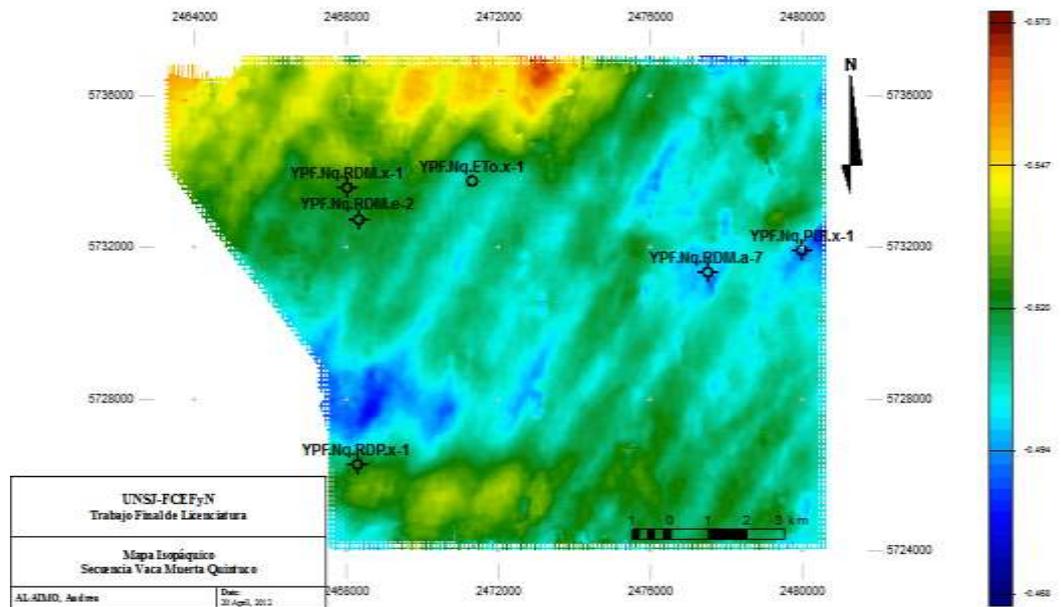


Figura 42: Mapa isopáquico de la secuencia Vaca Muerta-Quintuco.

En el interior de la secuencia thitoniana-valangiana los reflectores sísmicos presentan características particulares que la hacen diferente a las unidades ya descritas. En general tienen amplitud alta y son bastantes continuos lateralmente a lo largo de toda la secuencia. Estas características son típicas de ambientes de plataforma asociadas con plataformas progradantes (Badley, M., 1985) (Fig. 43).

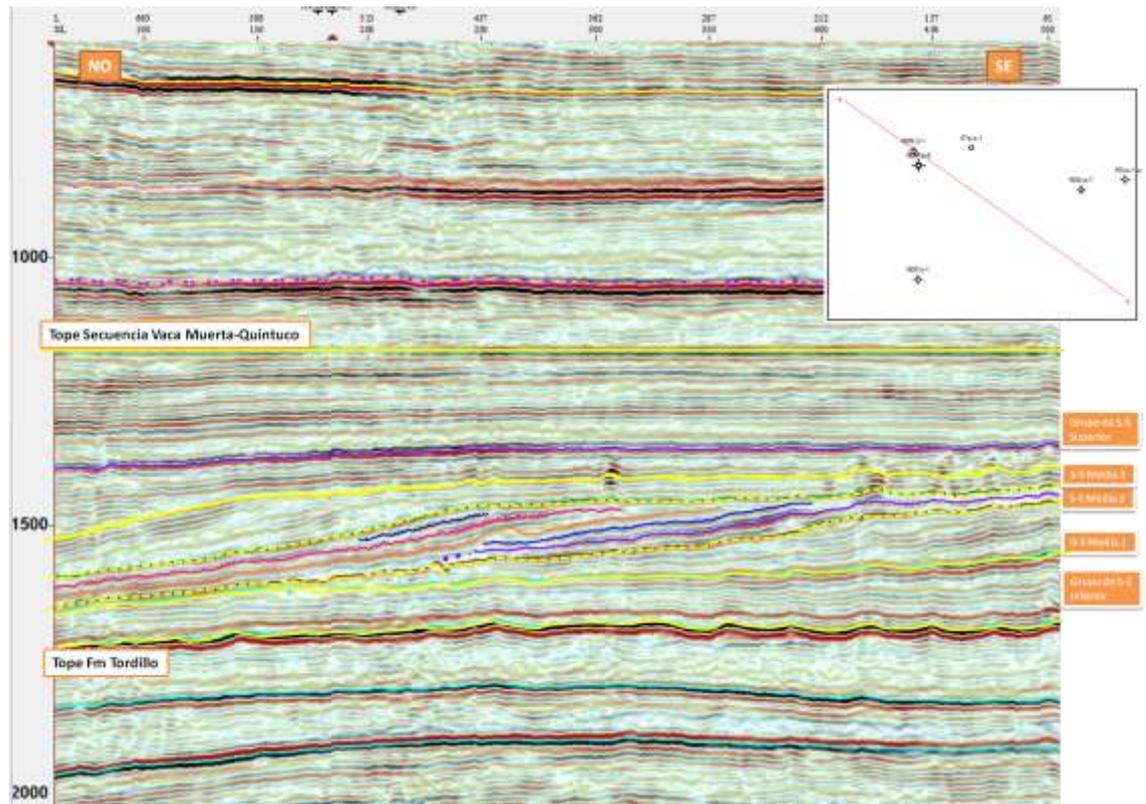


Figura 43: Sección sísmica NO-SE aplanada al tope se la secuencia Vaca Muerta-Quintuco.

La configuración interna de los reflectores en la base y techo de la unidad presentan leve divergencia: hacia los niveles inferiores en dirección SE, y en la parte superior la divergen hacia el NO. Esta divergencia es evidente en los mapas isopáquicos de las Fig. 43 y 54.

En la parte central de la unidad, entre 1570 y 1330 ms, se observa un claro patrón depositacional de clinofomas progradantes sigmoidales (Fig. 43) con dirección de progradación hacia el NW.

Sobre la base de lo observado, se propone seguir el criterio de división de las sismo-secuencias, según Pángaro *et al*, (2002), en tres grupos de secuencias (Fig. 44):

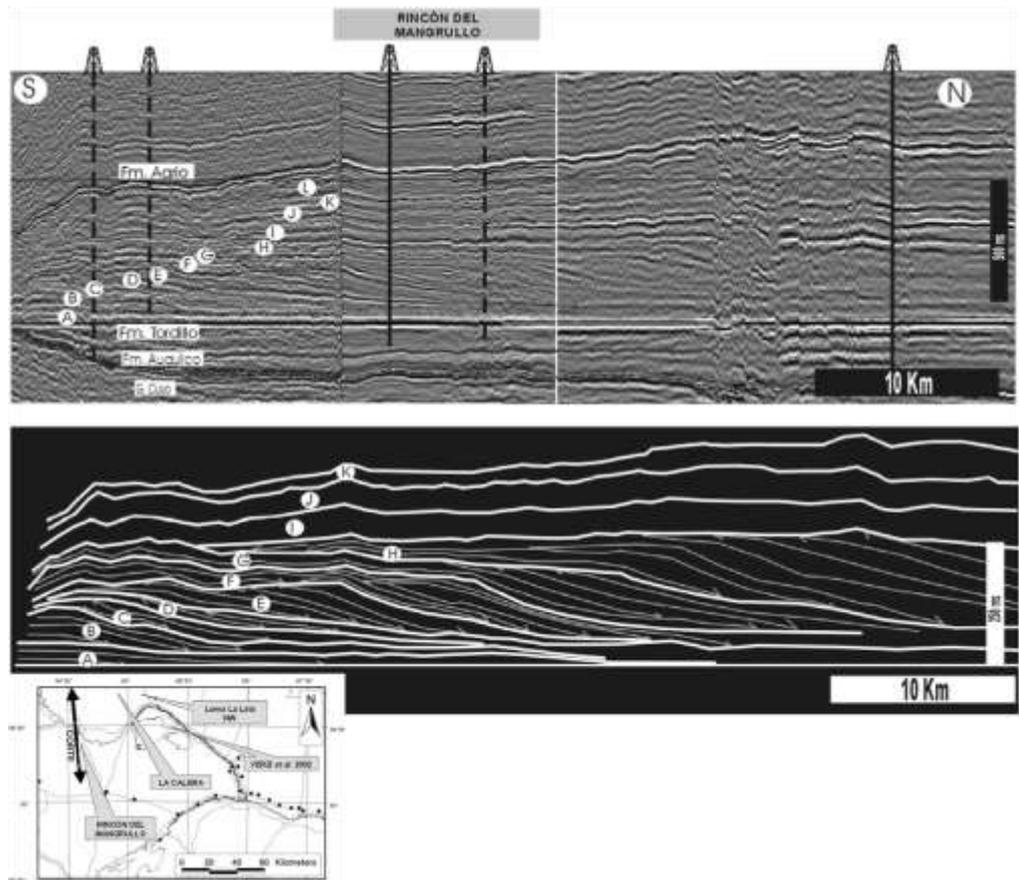


Figura 44: Corte sísmico regional y secuencias interpretadas, abajo mapa de ubicación del corte. A-D: sección basal; E-G: sección media, nótese la diferencia morfológica entre ésta y la anterior; H-K: sección superior. Nótese además la relación de la secuencia H con respecto a las infra-yacentes y la importante agradación que caracteriza a las secuencias I-K. Reproducido de Pángaro *et al.* 2002.

- **Grupo de Secuencias de la Sección Basal**

La configuración de los reflectores en la base de la secuencia Vaca Muerta-Quintuco es de amplitud media a alta, moderada continuidad lateral y terminaciones en *downlap* (Ver Fig. 43). Estas características son comparables con la zona de talud que Pángaro *et al.* 2002 define como grupo de secuencias de la Sección Basal y la caracterizan por un quiebre de plataforma poco pronunciado, como plataforma y talud extensos y de bajo relieve (Fig. 44).

El mapa isopáquico (Fig. 45) muestra un aumento de espesor hacia el SE correspondiéndose con la dirección de la divergencia observada en el dato sísmico.

La Fig. 46 es la extracción de amplitudes de la sección basal. En ella se observan geometrías semi-circulares que se corresponderían con las construcciones bioalgales de las secciones superiores.

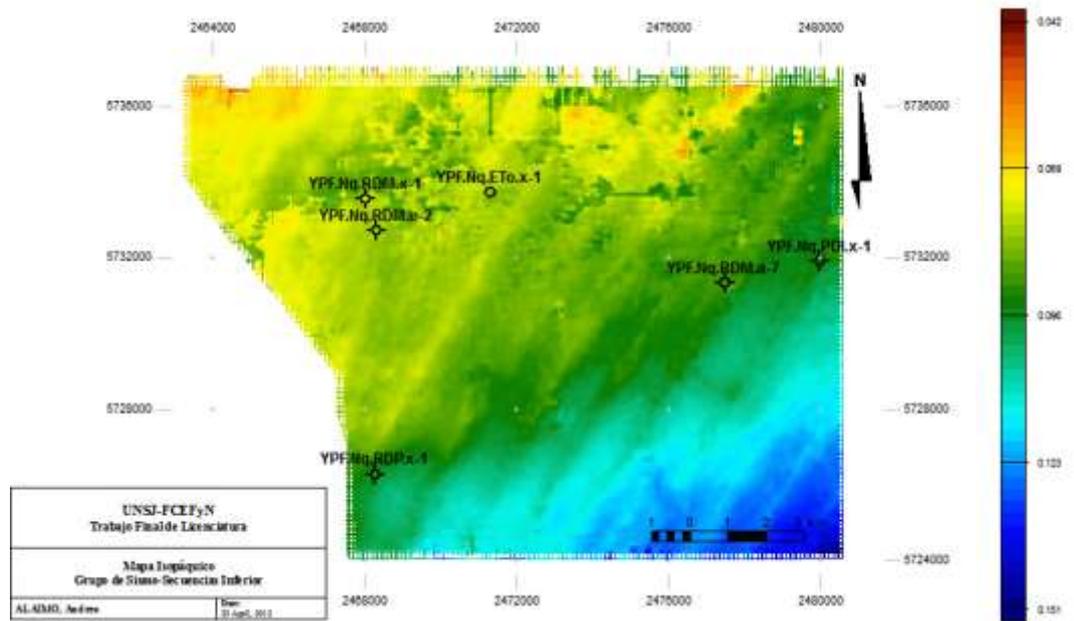


Figura 45: Mapa de espesores del grupo de secuencias de la Sección Basal. Se observa un gradual aumento de espesor de las secuencias en dirección SE. Las formas alineadas en todo el cubo con dirección NE-SO indican paleorelieve previo a la depositación de la secuencia o las formas de erosión de la rápida transgresión.

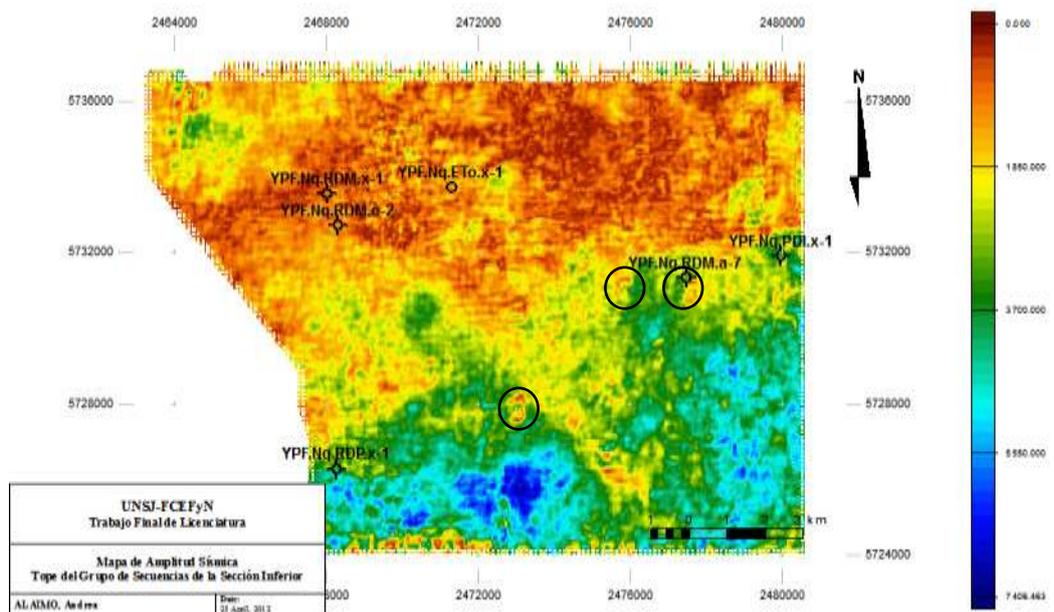


Figura 46: Mapa de extracción de amplitud al tope del grupo de la sismo-secuencias de la Sección Basal. En círculos negros se observan aumentos de amplitud generados por las acumulaciones carbonáticas de las sismo-secuencias superiores.

- **Grupo de Secuencias de la Sección Media**

Se corresponde a las cliniformas sigmoidales observadas en la sección sísmica de la Fig. 43 coincidiendo con el grupo de secuencias de la Sección Media propuesto por Pángaro *et al* (2002) (Fig. 44). Ellos las definen como plataformas de gran extensión areal con un

marcado quiebre detrás del cual se desarrolla un talud. En el área de estudio se reconocieron tres sismo-secuencias, las cuales presentan una porción central más espesa que gradualmente se hace más delgada hacia el interior y exterior de cuenca. La configuración interna de los reflectores de estas secuencias presentan terminaciones en *toplap* y *downlap* (Anexo I), con leve truncación erosiva en la zona de quiebre de plataforma. Los reflectores en general son paralelos y de amplitud media a alta, presentando buena continuidad lateral (Fig. 43).

A continuación se enseña una serie de mapas estructurales en tiempo al tope de cada una de las sismo-secuencias (Fig. 47 a 49) y un mapa isopáquico de la sección media (Fig. 50). En estos se reconoce lo antes definido como extremo sur del Dorso de los Chihuidos. Se observa una fuerte impronta de anomalías circulares de unos 200 m en promedio ocasionadas por zonas de alta amplitud principalmente presentes en el tramo superior de la Sección Media. Estas anomalías se observan tanto en los mapas de espesores (Fig. 50), como en los mapas estructurales y de amplitud sísmica.

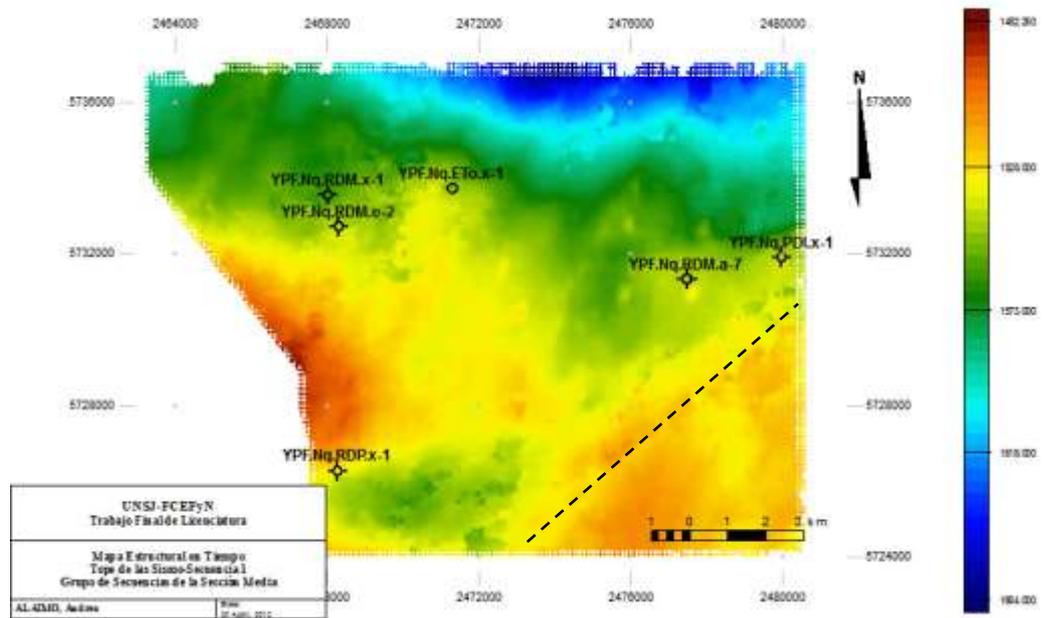


Figura 47: Mapa estructural en tiempo al tope de la secuencia 1 de la Sección Media. La línea de trazo negro indica el quiebre de plataforma.

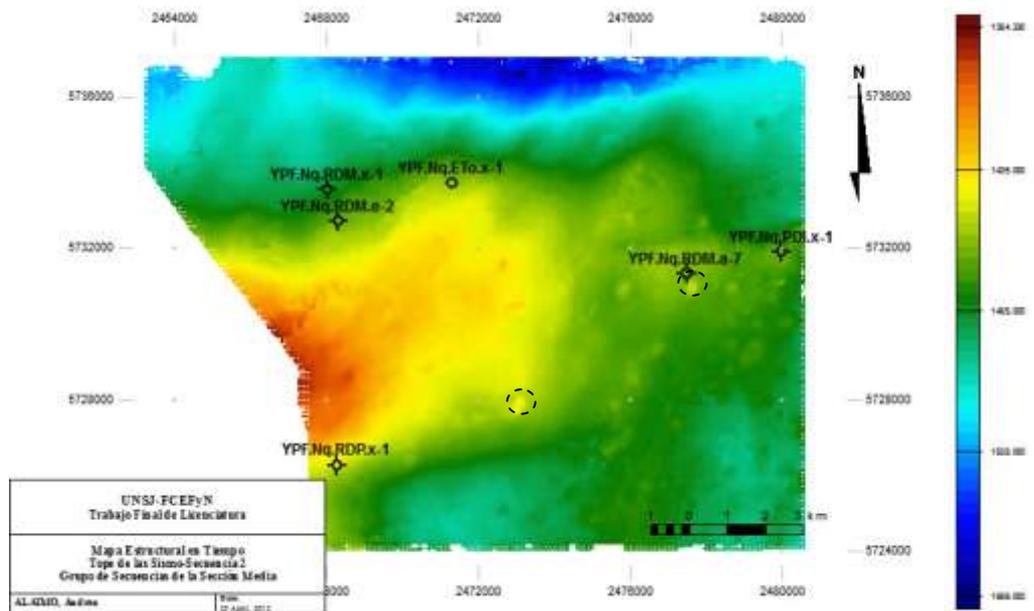


Figura 48: Mapa estructural en tiempo al tope de la secuencia 2 de la Sección Media. Los puntos de mayor amplitud (círculos negros) corresponden a acumulaciones carbonáticas en la zona de plataforma externa.

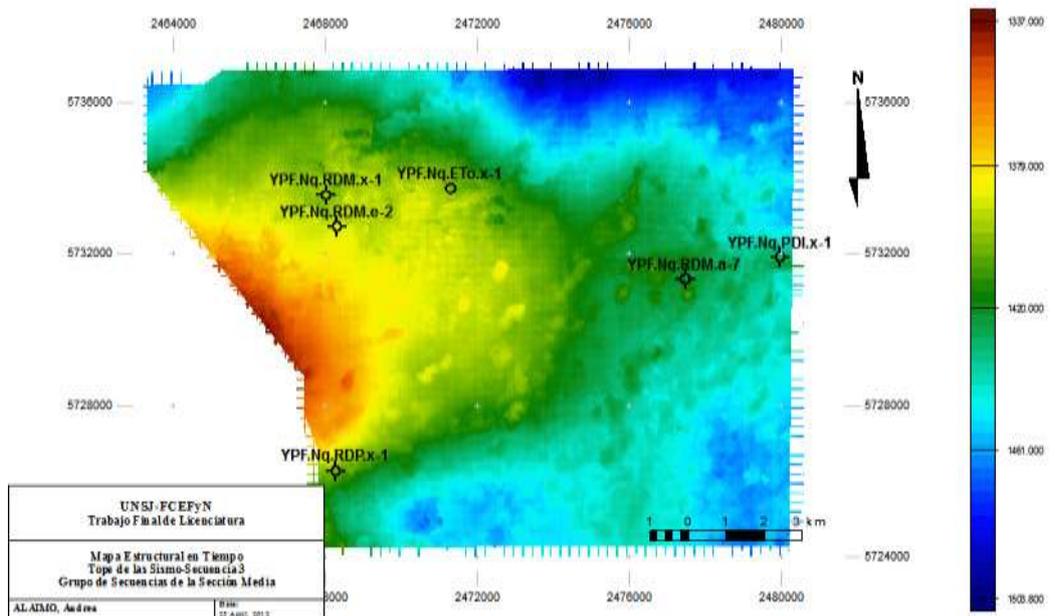


Figura 49: Mapa estructural en tiempo al tope de la secuencia 3 de la Sección Media. Nótese que las acumulaciones carbonáticas se encuentran más hacia el interior de cuenca como respuesta al desplazamiento del quiebre de plataforma hacia el NO-SE. Además, se observa una mayor abundancia de estos cuerpos en toda la plataforma.

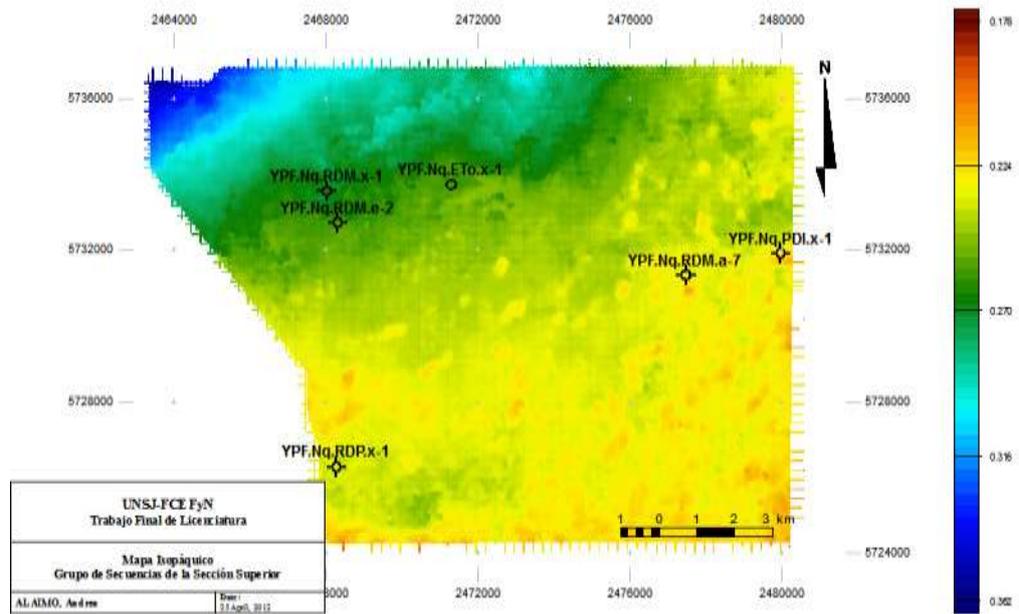


Figura 50: Mapa de espesores del grupo de secuencias de la Sección Media. Se observa un gradual aumento de espesores hacia el interior de cuenca.

Los reflectores internos de los sigmoides en la zona de plataforma presentan discontinuidades asociadas a zonas con alta amplitud sísmica y *pull up* en tiempo. En las Figs. 48 y 49 se observan las geoformas sísmicas subcirculares que producen estas altas amplitudes y que se asociarían a bioconstrucciones. Las discontinuidades en los reflectores sísmicos han sido descritas por Pángaro *et al* (2002), quienes atribuyen a estos abultamientos de plataforma un origen asociado a mares calmos que favorecería la proliferación de colonias de algas filoides que actuarían como núcleos de acumulaciones de fango micrítico el cual no es eliminado con facilidad en un ambiente de baja energía.

A continuación se muestra un *set* de mapas de amplitud sísmica de los tope de cada sigmoide en los cuales se observa que las zonas de alta amplitud, asociadas a acumulaciones carbonáticas, se hallan en la plataforma externa, mientras que para la plataforma interna se observan geoformas sísmicas no definidas paralelas a la costa. Se nota que la distancia entre el quiebre de plataforma y la aparición de las estructuras bioconstruidas en el tope de las secuencias 2 y 3 es similar y en promedio es de unos 6 km (Fig. 52 y 53).

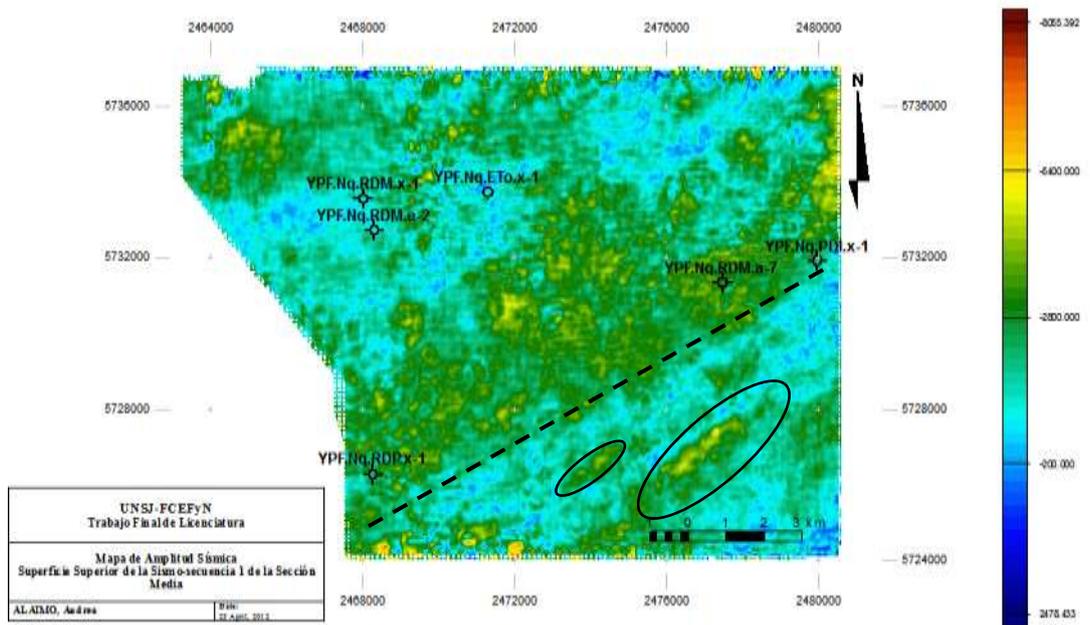


Figura 51: Mapa de extracción de amplitud RMS al tope de la secuencia 1. La marcada franja de valores bajos de amplitud, con orientación NE-SO, marca el quiebre de plataforma (línea de trazo negro). Las bajas amplitudes en círculos negros podrían indicar geofomas de plataformas tales como barras.

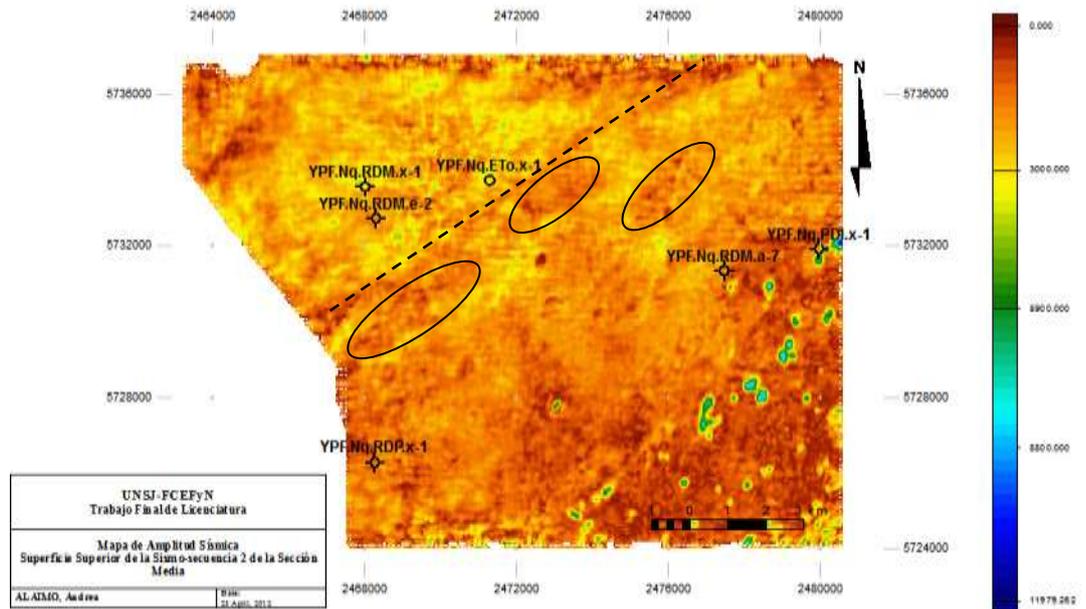


Figura 52: Mapa de extracción de amplitud RMS al tope de la secuencia 2. Las formas subcirculares de mayor amplitud se corresponden con las acumulaciones carbonáticas de plataforma, nótese la alineación de estas paralelas a la línea de costa y en una posición retirada del quiebre de plataforma (línea de trazo negro).

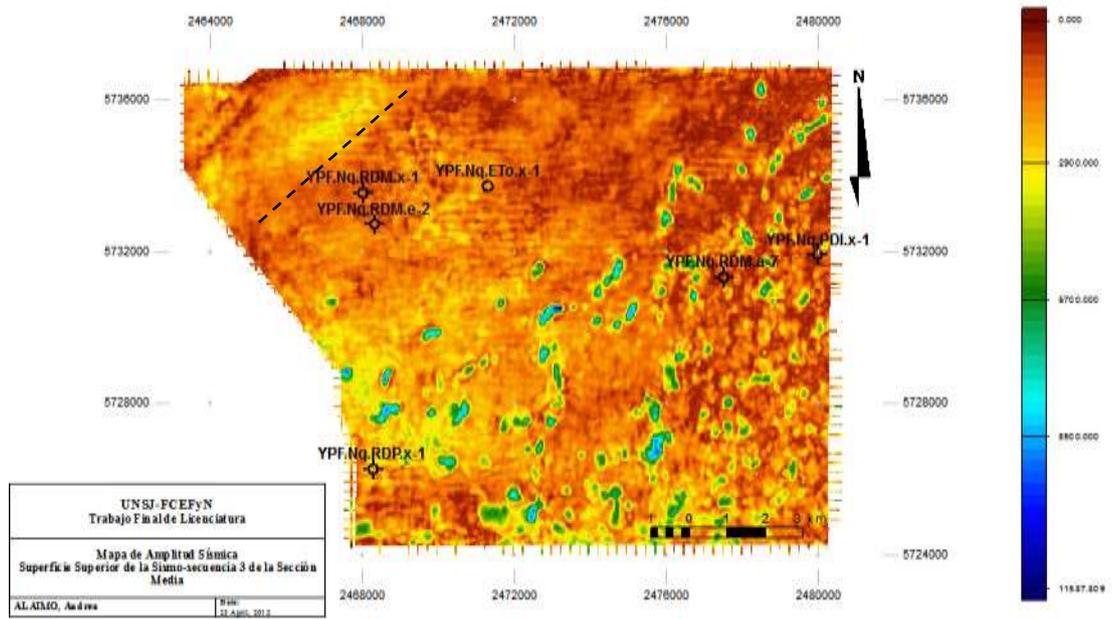


Figura 53: Mapa de extracción de amplitud RMS al tope de la secuencia 3. Nótese que las acumulaciones carbonáticas mantienen la alineación paralela a la línea de costa y alejadas de la línea de quiebre de plataforma (línea de trazo negro).

- **Grupo de Secuencias de la Sección Superior**

Hacia el tope de esta unidad, las sismo-secuencias presentan un carácter levemente divergente hacia el interior de cuenca (Fig. 43) con un aumento de espesor en la misma dirección (Fig. 54). Los reflectores internos presentan terminaciones en *onlap* y *toplap* (Anexo I), la amplitud es media a alta y son paralelos entre sí. Estas secuencias se corresponden al grupo de secuencias de la Sección Superior de Pángaro *et al* (2002) (Fig. 45), y están caracterizadas por reflectores paralelos de una rápida agradación. En su trabajo, al igual que acá, no se reconoce el quiebre de plataforma de estas secuencias pero se lo asocia a los potentes depósitos de plataforma, arealmente restringidas, relacionadas a un quiebre abrupto descrito por Mithcum y Uliana (1982).

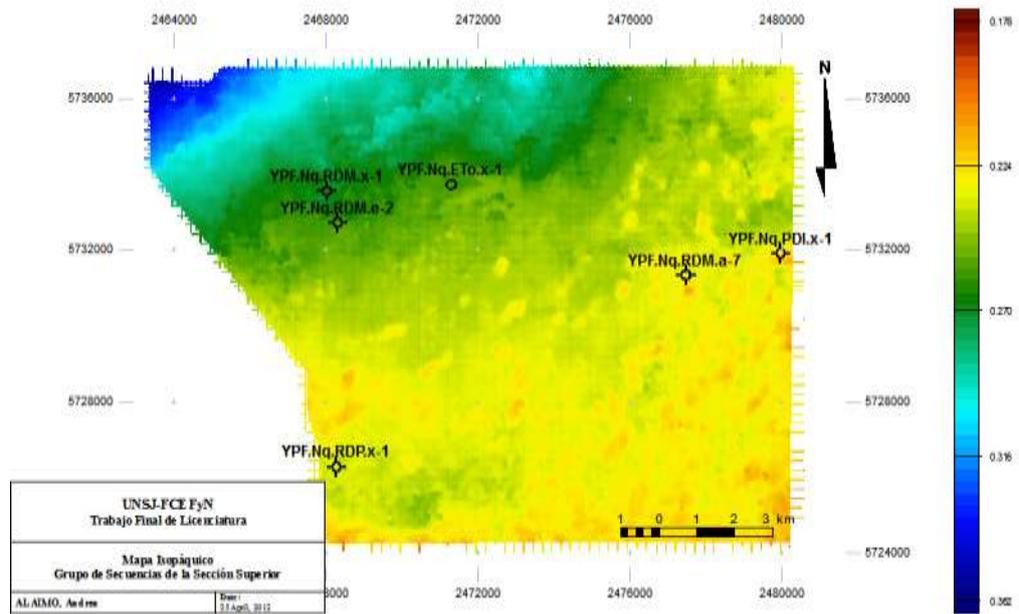


Figura 54: Mapa de espesores del grupo de secuencias de la Sección Superior. Se observa un gradual aumento de espesor de las secuencias en dirección NO. Las formas subcirculares, de colores naranjas, se deben a los tirones generados por las bioconstrucciones del grupo de secuencias de la Sección Media.

7.4.5) Formación Mulichinco

Para la interpretación sísmica de la Fm Mulichinco se picó un reflector próximo al techo de la formación. Este se ubica a una profundidad entre 1100 y 977 ms y se siguió un pico cada 5 *inline* y 5 *crossline*, y debido a la continuidad del horizonte guía se obtuvieron mapas de muy buena calidad. La amplitud de los reflectores internos de esta unidad es media y su continuidad es moderada.

El mapa estructural en tiempo para esta formación (Fig. 55) muestra una estructuración similar a la descrita para unidades subyacentes. El espesor de la unidad es bastante homogéneo en el área presentando un ligero aumento en la porción norte del cubo (Fig. 56). Se observan, además, sutiles cambios de espesor con zonas de aumento de espesor en sentido N-S y NO-SE. Son figuras elongadas con anchos de 0.5 a 3 km.

El mapa de extracción de amplitud muestra una geoforma lineal sinuosa con orientación NO-SE, que podría corresponder a un paleocanal con cierta sinuosidad (Fig. 57). Se analizó la amplitud con distintas paletas de colores para verificar la presencia de otras geoformas análogas (Fig. 58). Aunque más tenues, se infiere la presencia de al menos 3 geoformas sísmicas que podrían corresponder a paleocanales. Estas figuras presentan orientaciones análogas a las observadas sutilmente en el mapa de espesor.

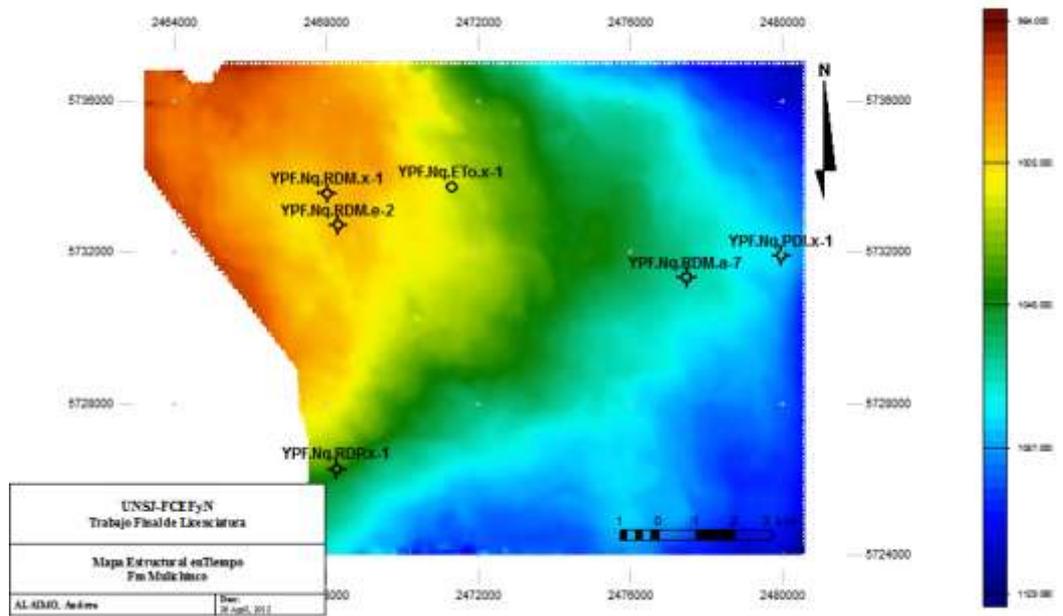


Figura 55: Mapa estructural en tiempo al tope de la Fm Mulichinco.

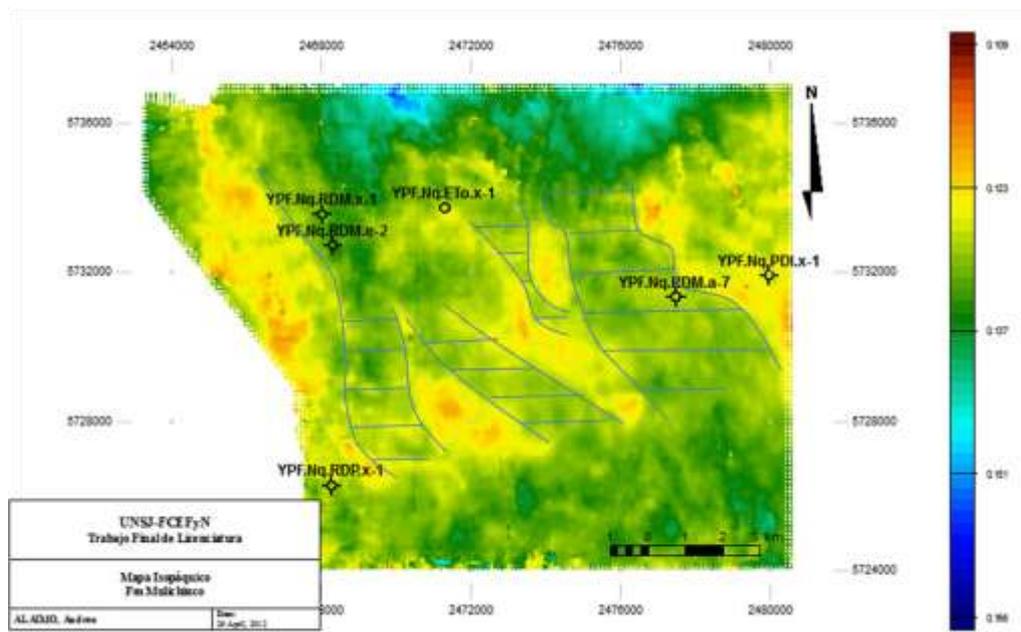


Figura 56: Mapa isopáquico de la Fm Mulichinco. Se marcan con líneas celestes cambios de espesor de orientación N-S y NO-SE.

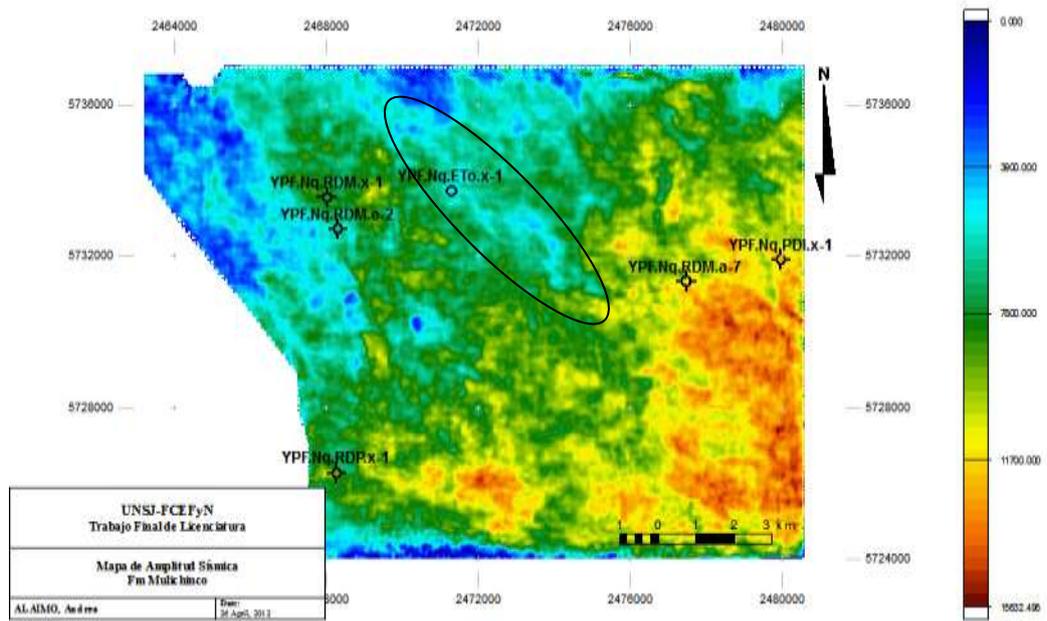


Figura 57: Mapa de extracción de amplitud al tope de la Fm Mulichinco. En círculo negro se destaca una geoforma sísmica correspondiente posiblemente a una geoforma de paleocanal.

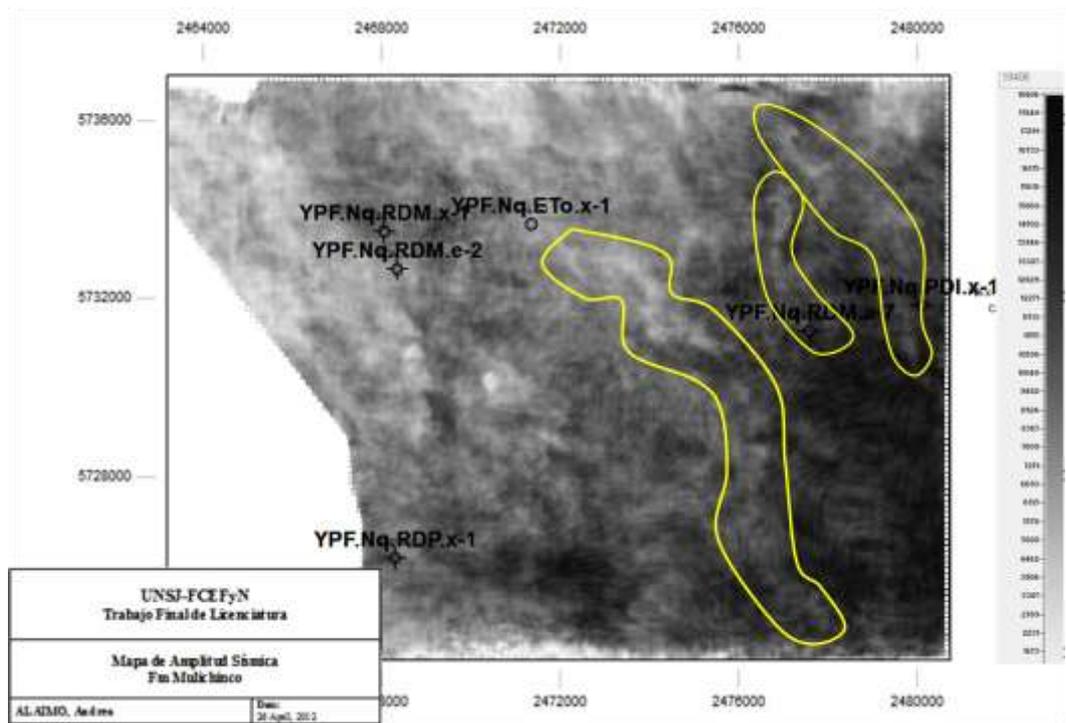


Figura 58: Mapa de extracción de amplitud al tope de la Fm Mulichinco. En este mapa se intenta resaltar geoformas sísmicas que podrían corresponderse con geoformas características de paleocanales.

7.4.6) Formación Centenario

En la interpretación de la Fm Centenario se ha podido diferenciar el Mb Inferior y Superior, picándose los horizontes correspondientes al tope de cada uno de los miembros. Estos están separados por un reflector de alta amplitud y de continuidad buena en toda la

extensión del cubo. En general los reflectores dentro de cada miembro presentan baja a moderada amplitud y la continuidad es media (Fig. 43).

- **Miembro Inferior**

El reflector picado para esta unidad indica el tope del miembro y se encuentra a una profundidad entre 920 y 800 ms. Este reflector es bastante plano en todo el cubo. La interpretación se realizó cada 5 *inline* y 5 *crossline* siguiendo un pico de marcada continuidad lateral y de amplitudes altas en la parte central del cubo que progresivamente disminuyen hacia los bordes.

La variación de espesor es muy poca y con un leve aumento hacia el NW (Fig. 60) siguiendo la configuración general de las unidades. En el mapa de amplitud (Fig. 61) se observa una disminución de amplitudes en la zona de borde del área, esto se debe a la menor calidad del dato sísmico en los bordes del registro y no a algún comportamiento específico.

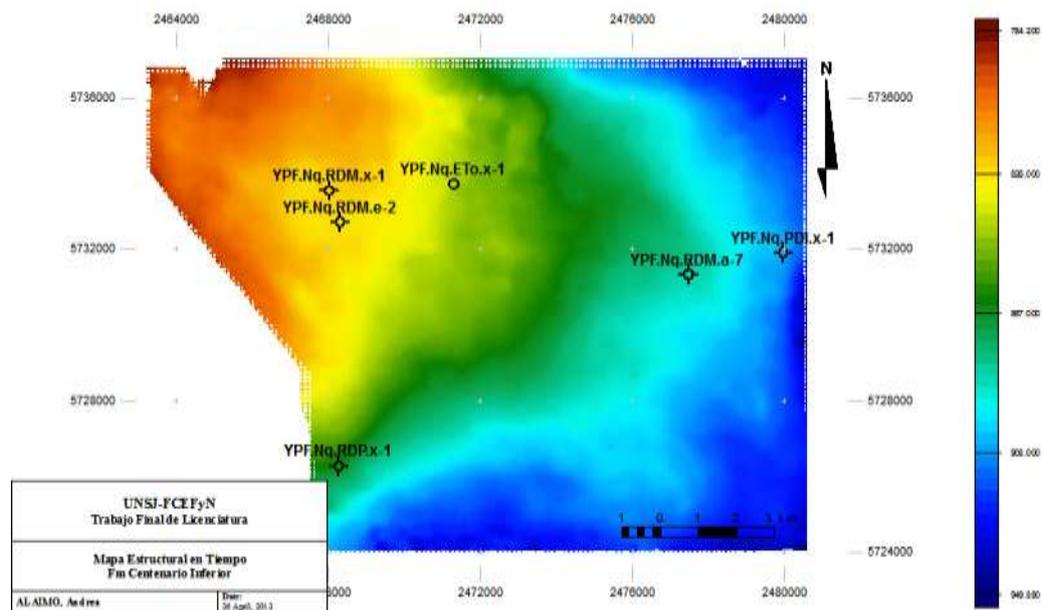


Figura 59: Mapa estructural en tiempo al tope del Miembro Inferior de la Fm Centenario.

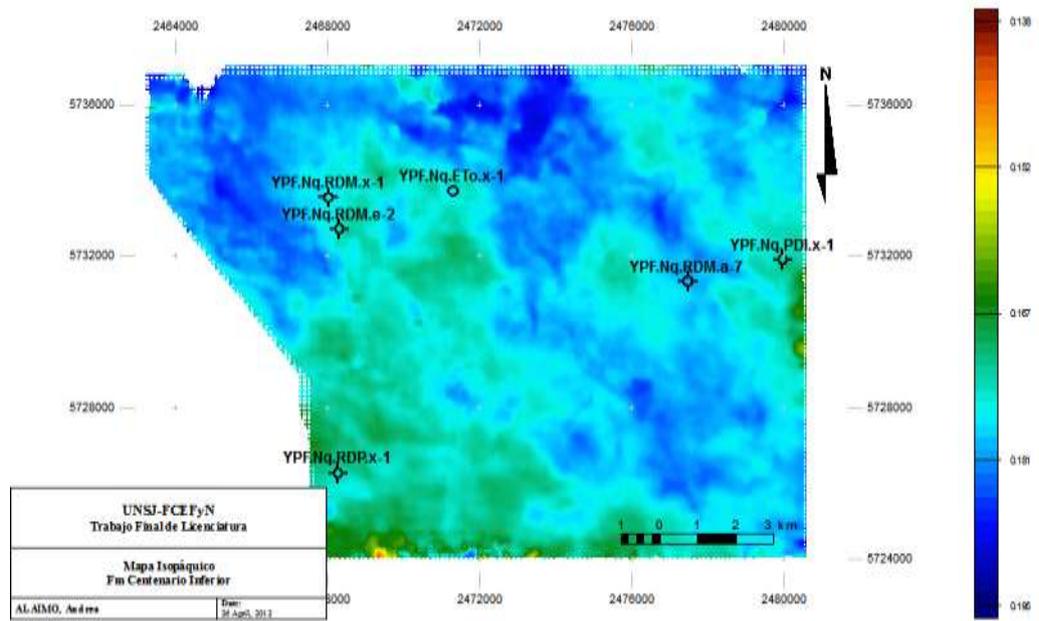


Figura 60: Mapa isopáquico del Miembro Inferior de la Fm Centenario.

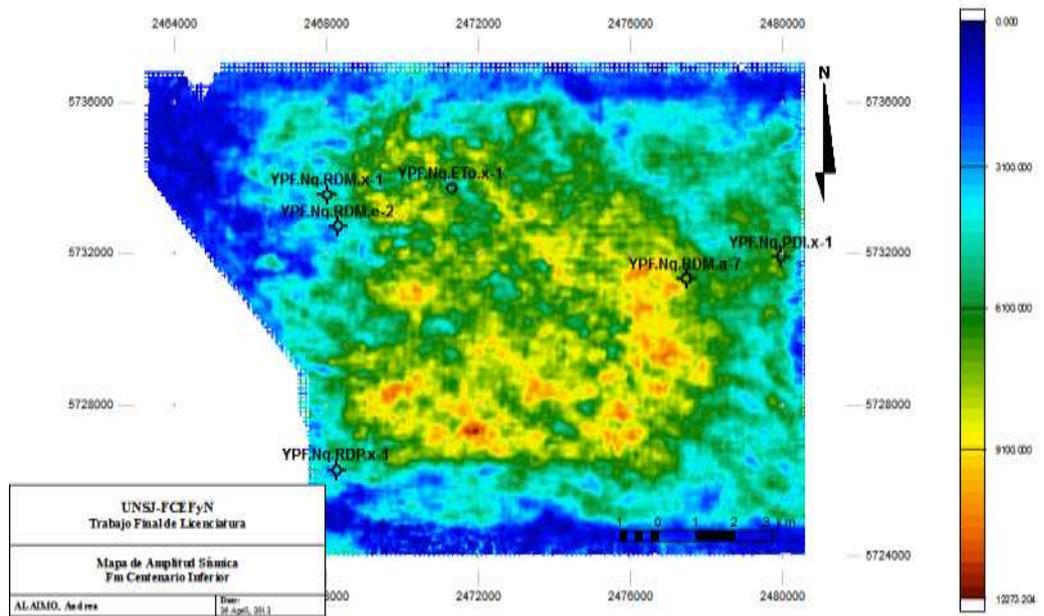


Figura 61: Mapa de amplitud sísmica tope del Miembro Inferior de la Fm Centenario.

- **Miembro Superior**

El Mb Superior de la Fm Centenario se interpretó siguiendo un pico negativo al tope de esta unidad. El reflector ubicado en promedio a 550 ms, presenta similares características al anterior salvo que se observa en el sector O y NO del cubo una falta de datos, manifestado en la sísmica por un aumento significativo de la amplitud del reflector. Este reflector, interpretado cada 5 *inline* y 5 *crossline*, presenta muy buena continuidad en todo el cubo y su

amplitud es media. Los reflectores internos de la unidad presentan mala continuidad y amplitud baja.

Los mapas, estructural (Fig. 62) e isopáquico (Fig. 63), presentan configuraciones similares a las del Mb Inferior. El mapa de extracción de amplitud (Fig. 64) muestra un cambio abrupto de valores de amplitud siguiendo una dirección N-S por efecto de borde de registro, el cual se hace más notable en reflectores someros. También se observa en este mapa un patrón NO-SE que sigue exactamente el curso del Río Neuquén en superficie y que evidentemente es un efecto de las condiciones de superficie sobre el registro sísmico (Fig. 64 y 65).

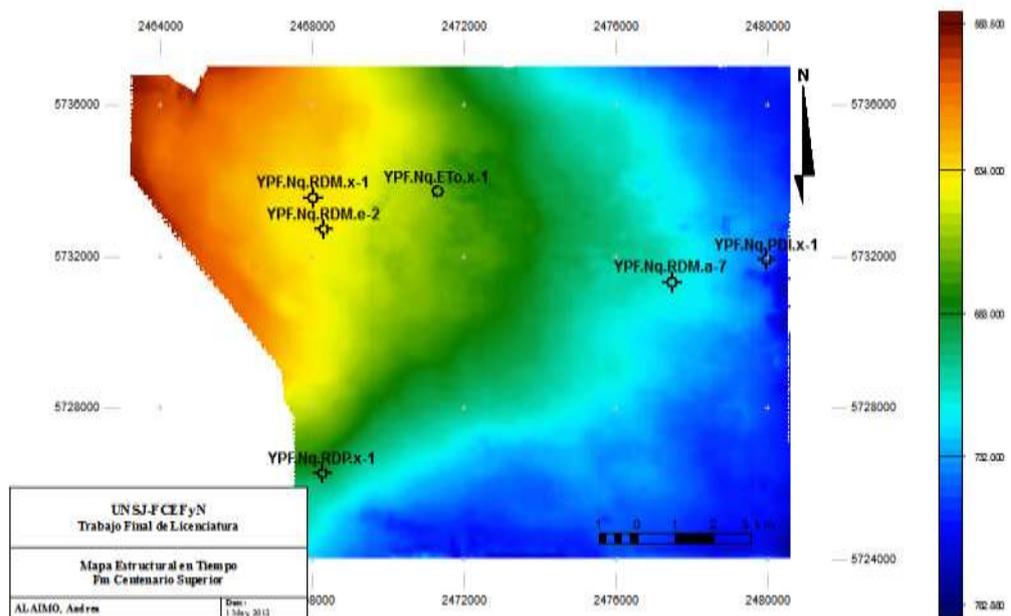


Figura 62: Mapa estructural en tiempo al tope del Miembro Superior de la Fm Centenario.

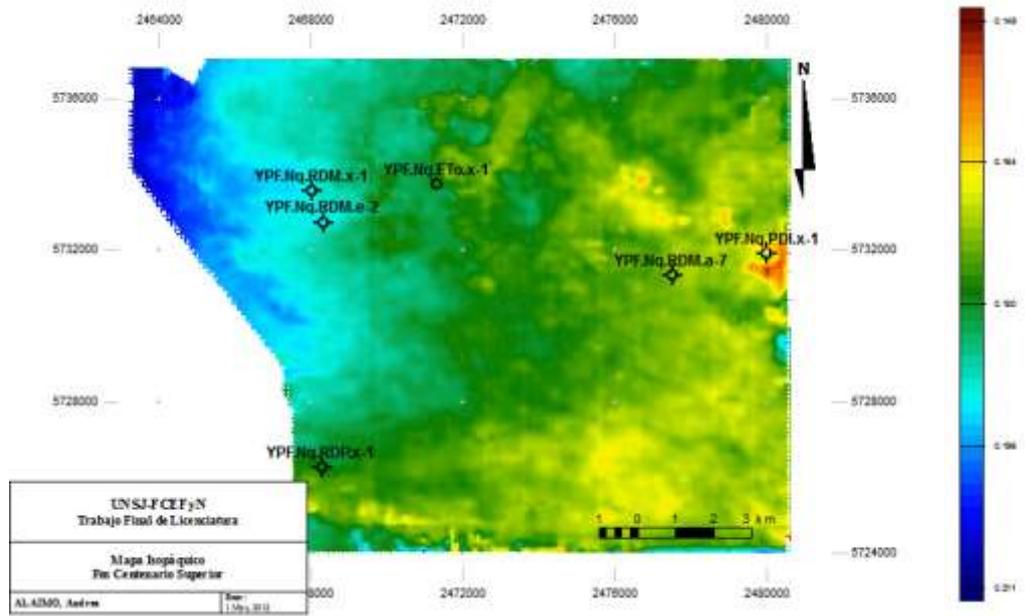


Figura 63: Mapa isopáquico al tope del Miembro Superior de la Fm Centenario.

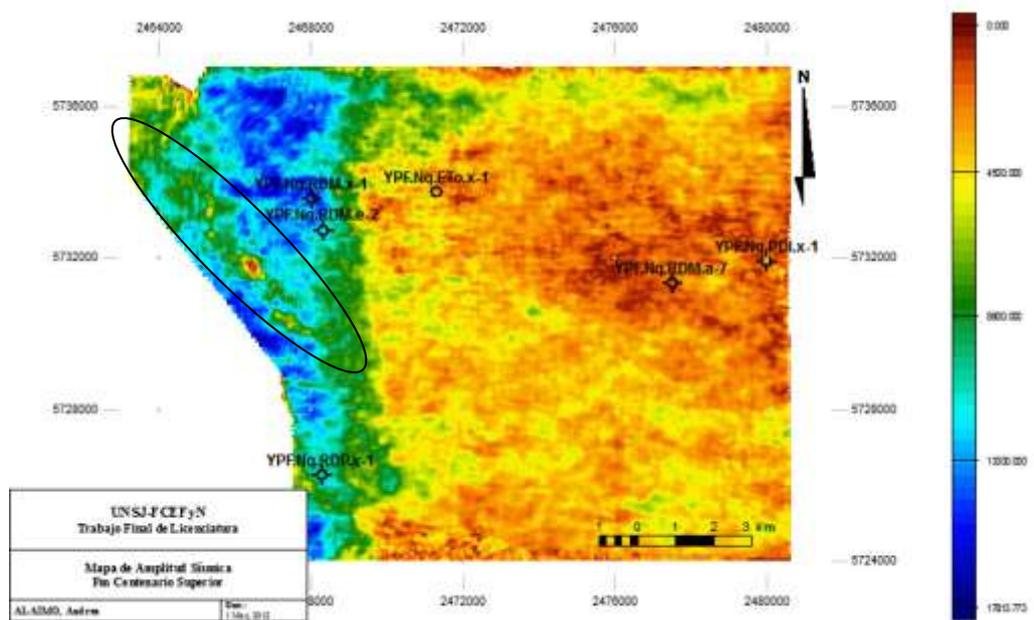


Figura 64: Mapa de extracción de amplitud RMS al tope del Miembro Superior de la Fm Centenario. Circulado en negro se observa un patrón que coincide exactamente con el curso del Río Neuquén en superficie.

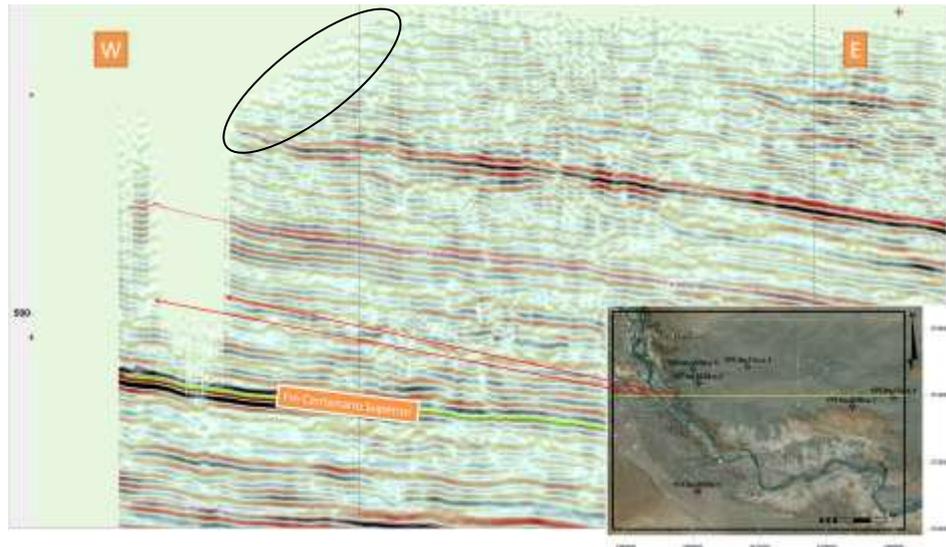


Figura 65: Sección sísmica W-E en la que se muestra la falta de datos que genera la presencia del Río Neuquén y condiciona la interpretación de los reflectores inferiores. El cambio de pendiente en la superficie también puede inducir variaciones de amplitud en los reflectores (círculo negro).

7.4.7) Formación Rayoso

Para esta formación se interpretaron dos horizontes guías, uno al tope de la unidad y otro intra-Rayoso. El reflector sísmico del tope de la Fm Rayoso se encuentra a una profundidad de entre 380 y 170 ms y se interpretó siguiendo un pico cada 5 *inline* y 5 *crossline*. Considerando lo somero del reflector, presenta buena continuidad en todo el cubo excepto en el extremo NO donde se encuentra a las mínimas profundidades. Este reflector presenta, en general, buena continuidad lateral y amplitudes que van de medias a altas (Fig. 43). Estas condiciones no se dan en aquellos sectores donde se encuentra al reflector en posiciones más someras, ya que la sísmica tiene muy baja coherencia y amplitud en esta zona y es posible que domine la presencia de ruido y efectos de irregularidades topográficas.

En el mapa estructural se puede observar la estructuración presente en niveles subyacentes, la cual corresponde a una nariz estructural NO-SE que buza al SE y forma parte del hundimiento S del Dorso de los Chihuidos y coincide con las estructuras definidas en profundidad (Fig. 66). En cuanto a los espesores se muestra una variación similar a las antes descriptas (Fig. 67).

El mapa de extracción de amplitud (Fig. 68 y 69) muestra problemas de *footprints* (rasgos del procesamiento incompleto debido a la falta de suma de *gather*s) en todo el cubo. Además, se observa en el sector sur del cubo un patrón de amplitudes que copia el curso del Río Neuquén (traza recta en la zona SE del cubo). Esto podría deberse a estructuras en subsuelo (Fig. 70 y 71) que solo afectan a los niveles más recientes de la Fm Rayoso y al Gr

Neuquén sin observarse rechazo. En la Fig. 70 se observan dos estructuras paralelas a cada margen del actual cuse del Río, esto es difícil de entender ya que tampoco se encuentran asociadas a estructuras más profundas. Por otro lado, esto también podría asociarse a faltas de datos (Fig. 72) o a problemas de registro (influencia del cauce del Río en los datos sísmicos).

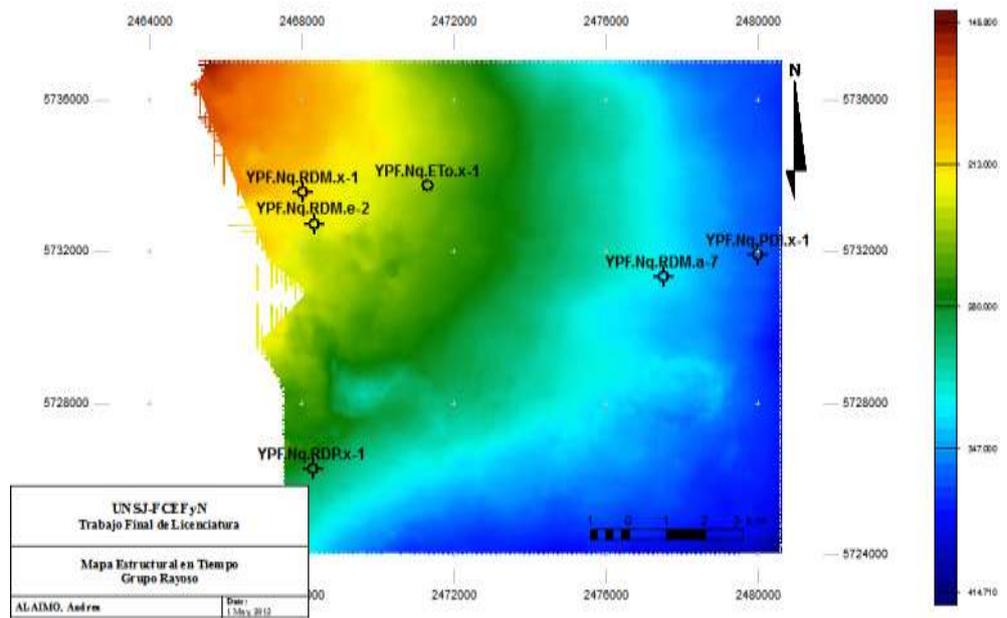


Figura 66: Mapa estructural en tiempo al tope de la Fm Rayoso.

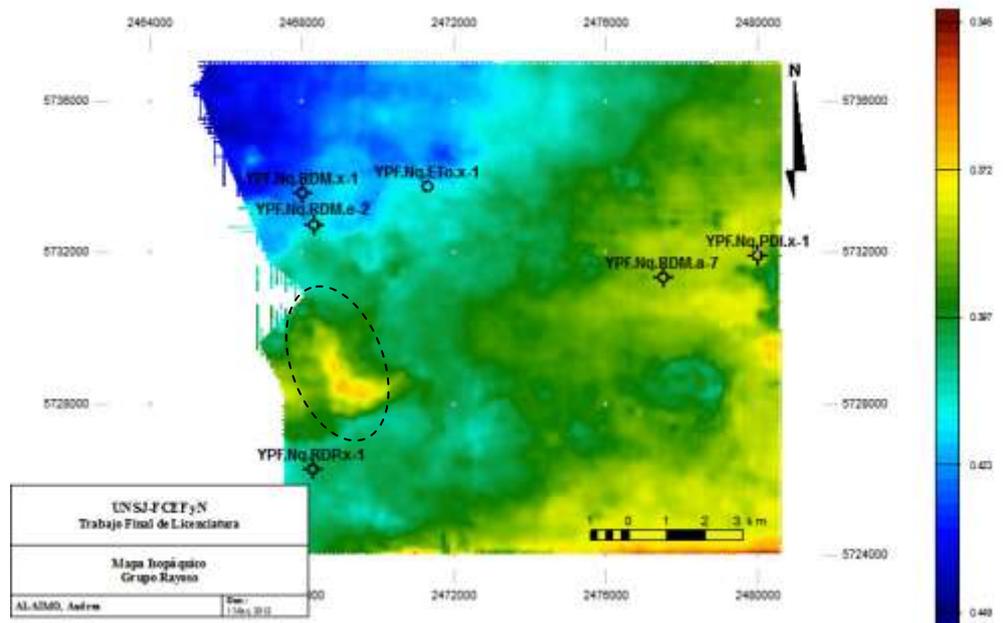


Figura 67: Mapa isopáquico de la Fm Rayoso. En círculo con línea de trazo negro se muestran valores anormalmente bajos de espesores en respuesta a la erosión de la unidad en ese sector por la presencia del Río Neuquén.

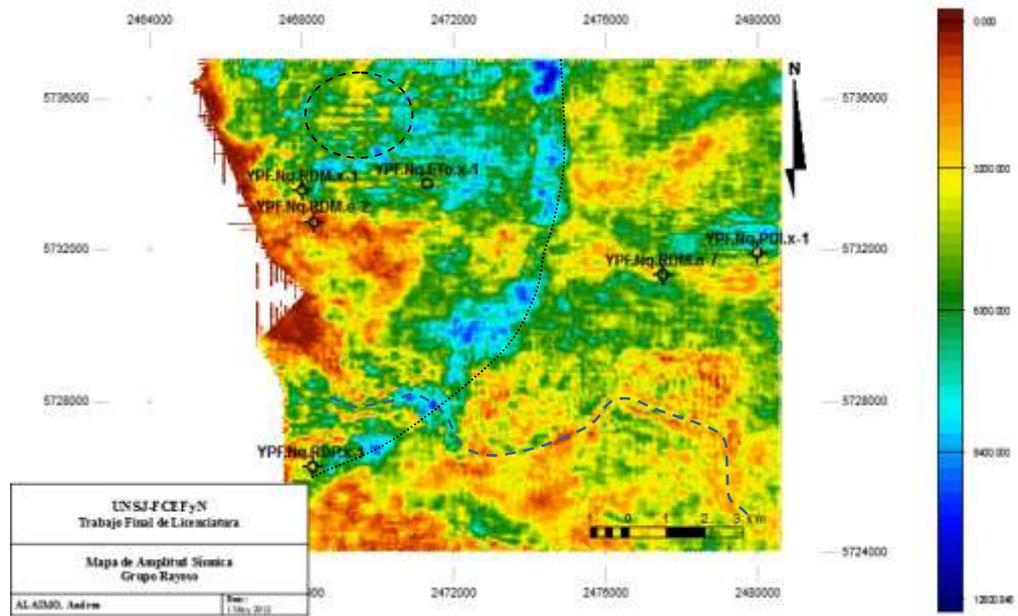


Figura 68: Mapa de extracción de amplitud RMS al tope de la Fm Rayoso. Con línea de trazo azul se indica el patrón de amplitud que genera el curso del Río Neuquén en superficie. En círculo de línea de trazo negro se observa un patrón cuadrículado llamado *footprints* que se debe a problemas de registración de la sísmica. En línea de puntos negros se muestra una brusca variación de amplitudes.

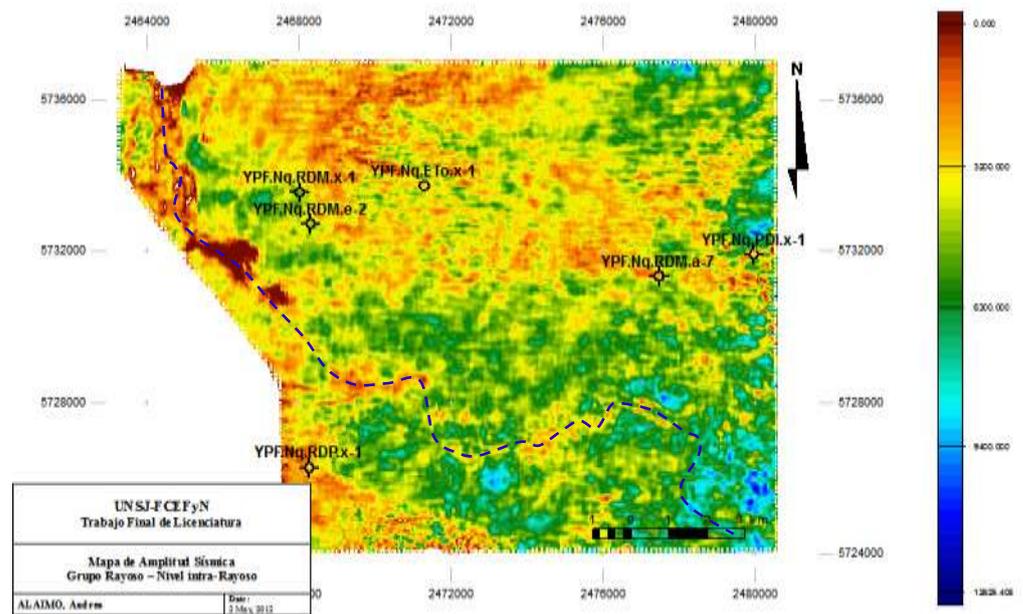


Figura 69: Mapa de amplitud sísmica de un nivel intra-Rayoso. Se observan los *foot prints* y se puede diferenciar el curso del Río Neuquén atravesando todo el cubo (línea de trazo azul).

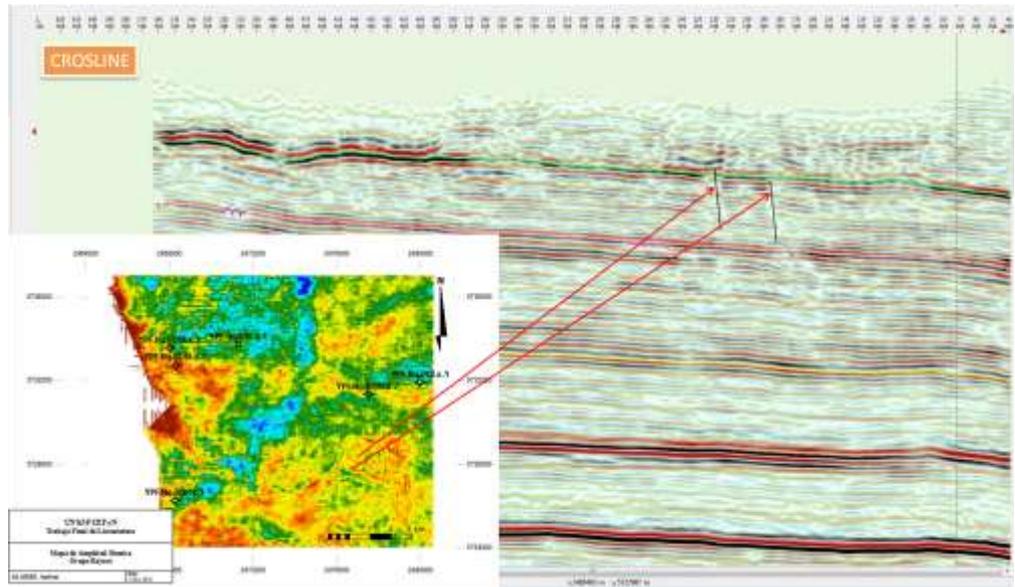


Figura 70: *Crosline* mostrando posibles estructuras paralelas al curso del Río Neuquén.

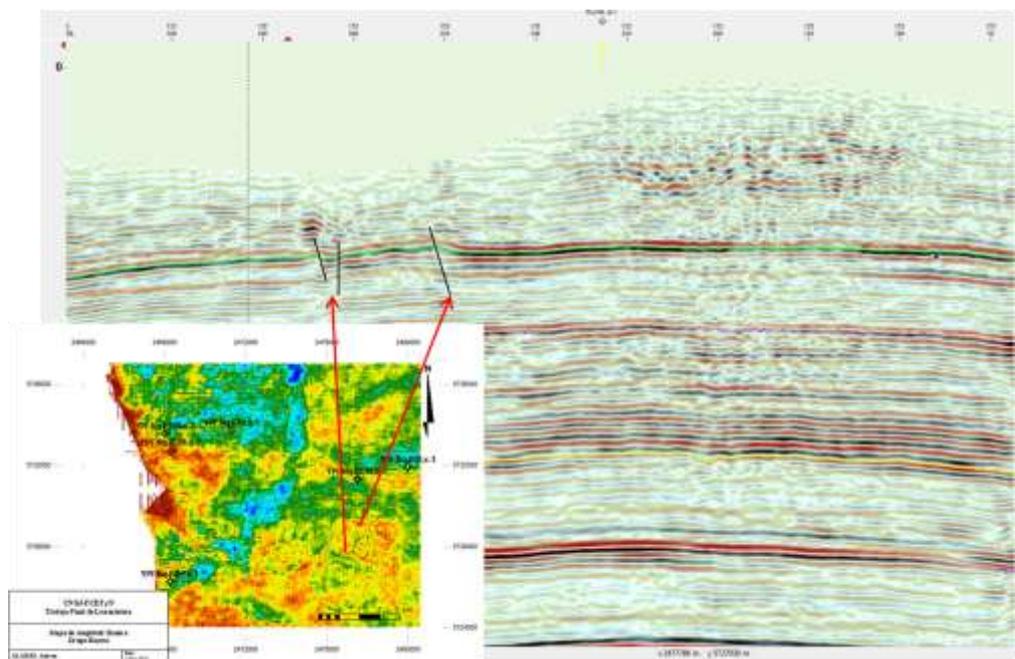


Figura 71: Sección sísmica mostrando posibles estructuras alineadas con el curso del Río, y hacia el sur la estructuración se presenta alineada con variaciones de relieve en superficie.

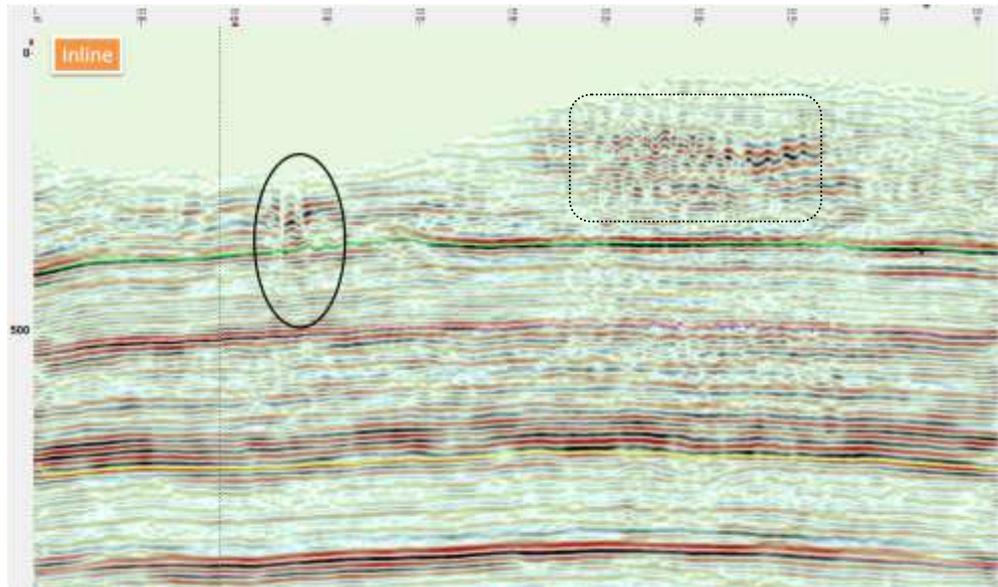


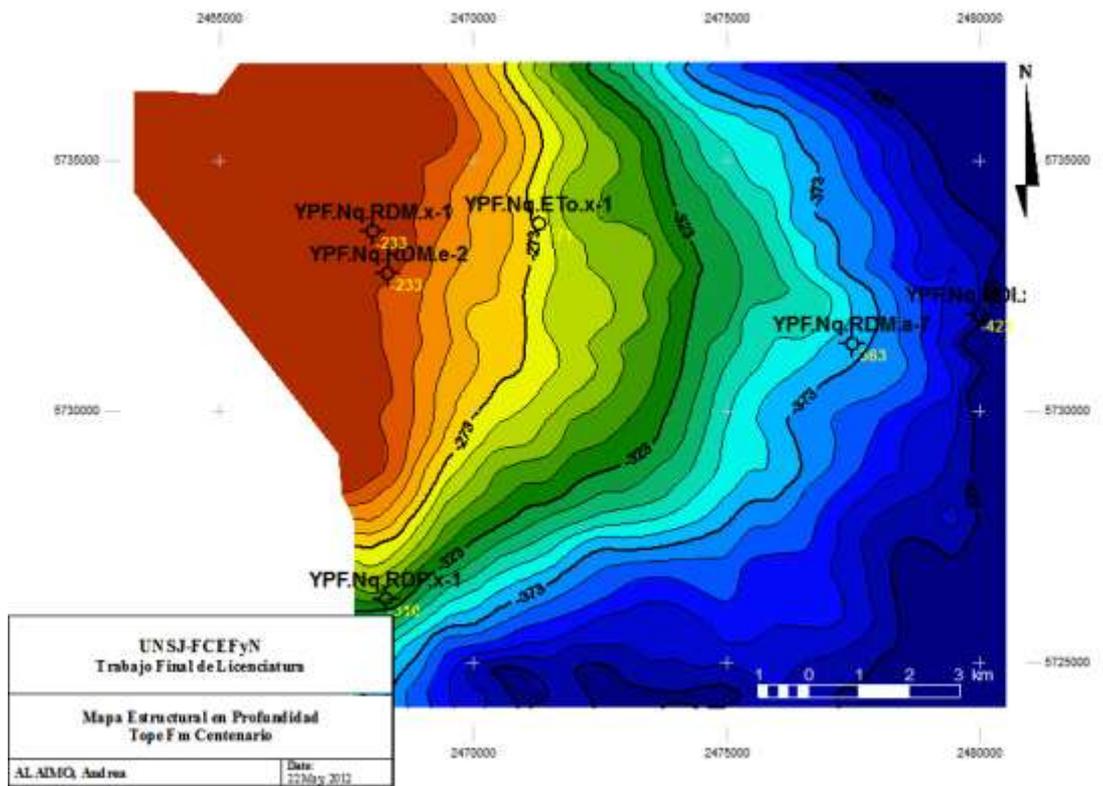
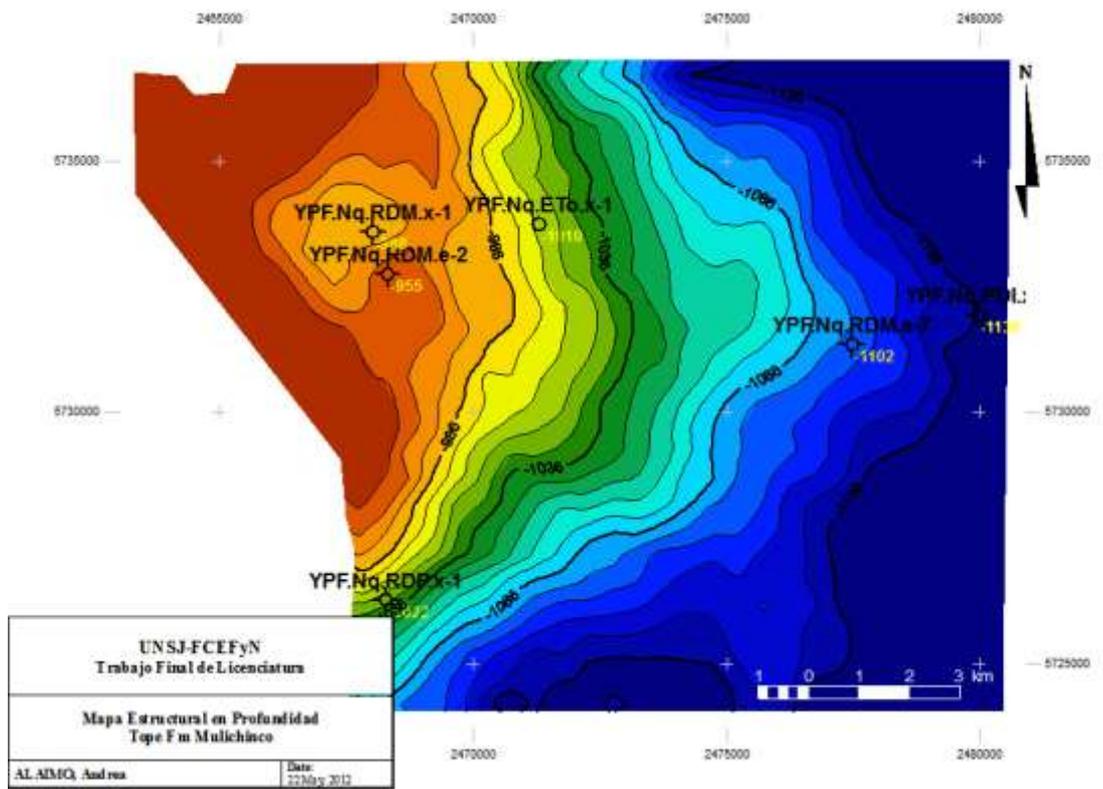
Figura 72: En esta *Inline* se muestra en la zona de curso recto una falta de dato en la registraci3n (circulado negro). En el recuadro de lnea de puntos negros se observan *footprints* de registraci3n.

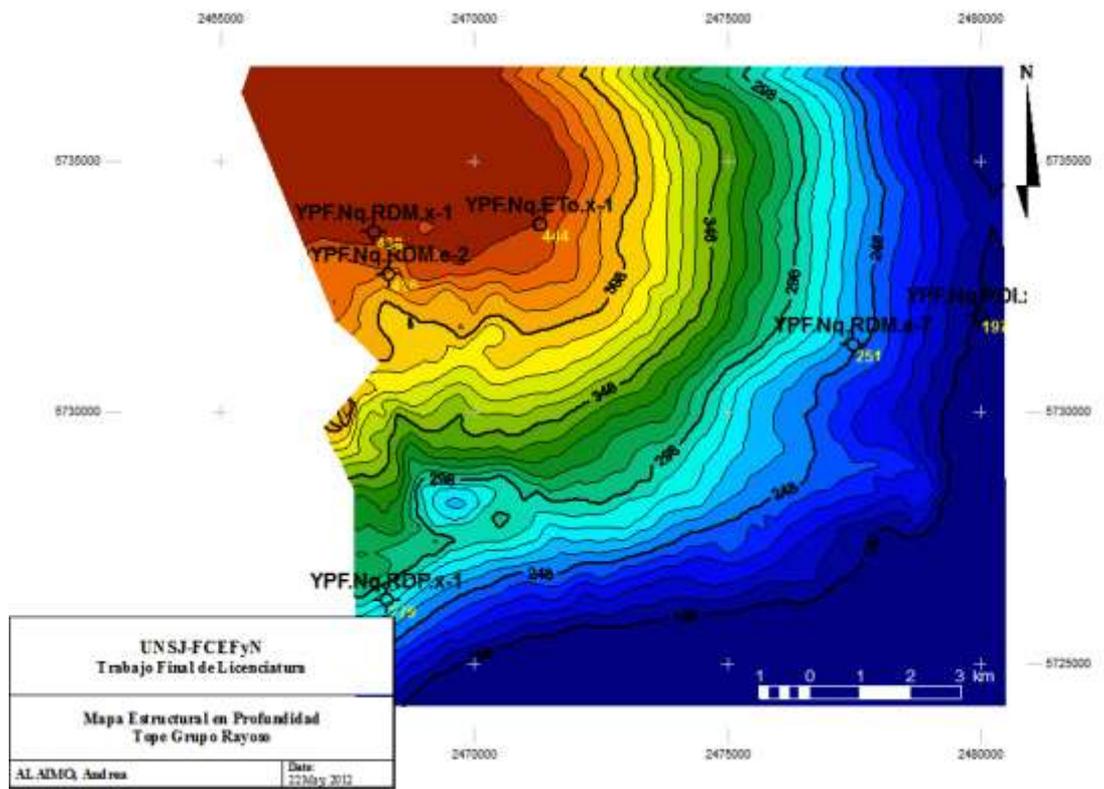
7.5) MAPAS ESTRUCTURALES en PROFUNDIDAD

Los mapas estructurales hasta aqu3 presentados son confeccionados en base al dato s3smico y en unidades de tiempo. Lo que se realiza en esta secci3n es la confecci3n de mapas estructurales en profundidad, para esto se marcan todos los pases formacionales en los registros de pozo del 3rea en estudio y se generan los sismogramas sint3ticos. De esta forma los datos de los pozos se ajustan al dato s3smico pudi3ndose correlacionar y generar los mapas en profundidad.

En los horizontes inferiores no se confeccionaron estos mapas debido a que hay solo dos pozos que alcanzan estas formaciones, con lo cual tendr3amos poca correlaci3n entre datos de pozo y dato s3smico generando mapas de baja confiabilidad.

Los mapas que se presentan a continuaci3n corresponden al tope de la Fm Mulichinco, de la Fm Centenario y el Fm Rayoso y guardan estrecha relaci3n con los mapas en tiempo previamente generados.





8. INTERPRETACIÓN SÍSMICA REGIONAL (2D y 3D)

En este apartado se intenta realizar un análisis regional de la estructuración del Dorso de Los Chihuidos con la información sísmica 2D en el área Aguada Pichana y 3D de las áreas de Las Tacanas y de Rincón del Mangrullo (Ver Fig. 3).

Para el trabajo con las líneas sísmicas 2D no se contó con el plano de referencia de cada una de ellas (*datum*) ni con la velocidad de reemplazo, por lo cual las líneas sísmicas fueron cargadas y luego referenciada en tiempo al cubo de Rincón del Mangrullo mediante la correlación de reflectores fuertes y continuos.

El cubo de Las Tacanas fue desplazado en tiempo (“*shifteado*”) para nivelarlo a las líneas sísmicas 2D y así utilizar toda la información sísmica a un mismo nivel de referencia (cubo Rincón del Mangrullo). Por otro lado, no se contaba con información de pozos por lo que se generaron coordenadas ficticias en el pozo DCh.x-2 para que éste coincidiera con el dato sísmico. Esto se realizó asumiendo que los espesores de las unidades no presentan variaciones importantes de espesor. Este pozo sirvió de guía para la correlación entre unidades estratigráficas (definidas por correlación eléctrica) y los reflectores sísmicos.

A partir de los horizontes interpretados se confeccionó una serie de mapas estructurales en tiempo del tope Fm Tordillo, tope Fm Mulichinco, tope Fm Centenario Inferior, nivel Intra-Rayoso y tope Fm Rayoso que son correlacionables en toda el área en cuestión.

A continuación se presenta un *set* de mapas estructurales en tiempo del área abarcada por el dato sísmico en los distintos niveles. Además se agregaron a los mapas los lineamientos interpretados por Brinkworth *et al* (2011) en el bloque Aguada Pichana para corroborarlas con la información 2D disponible para este trabajo. Ver Figura 73 a 77.

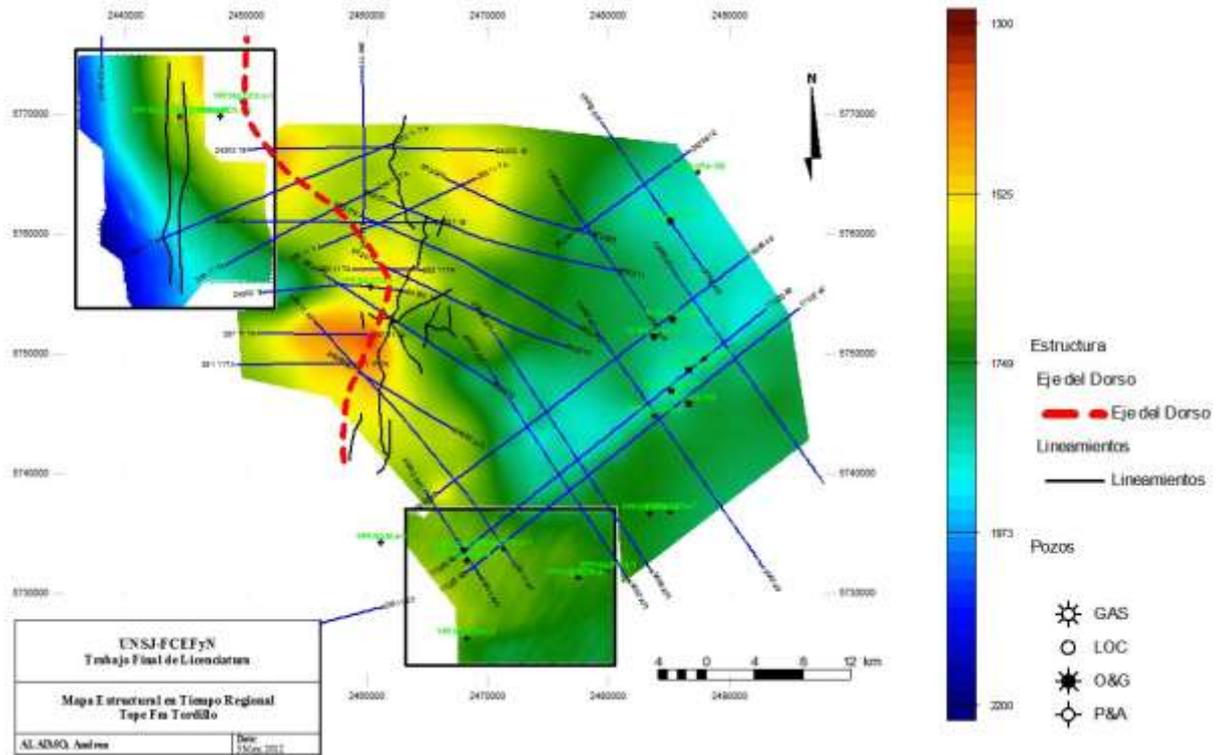


Figura 73: Mapa estructural en tiempo al tope de la Fm Tordillo. Claramente se reconocen dos lineamientos paralelos y de dirección N-S en el área de Las Tacanas. Los lineamientos en el área de Aguada Pichana corresponden a los interpretados por Brinkworth *et al* (2011).

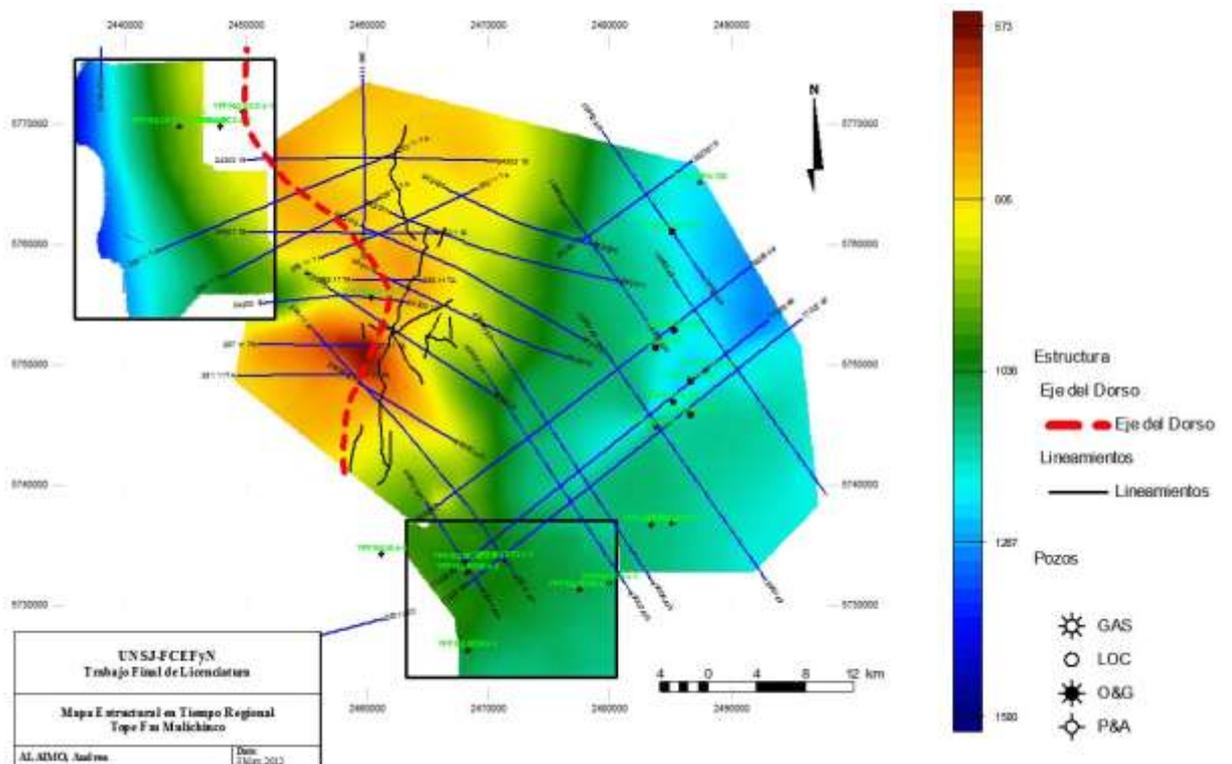


Figura 74: Mapa estructural en tiempo al tope de la Fm Mulichinco.

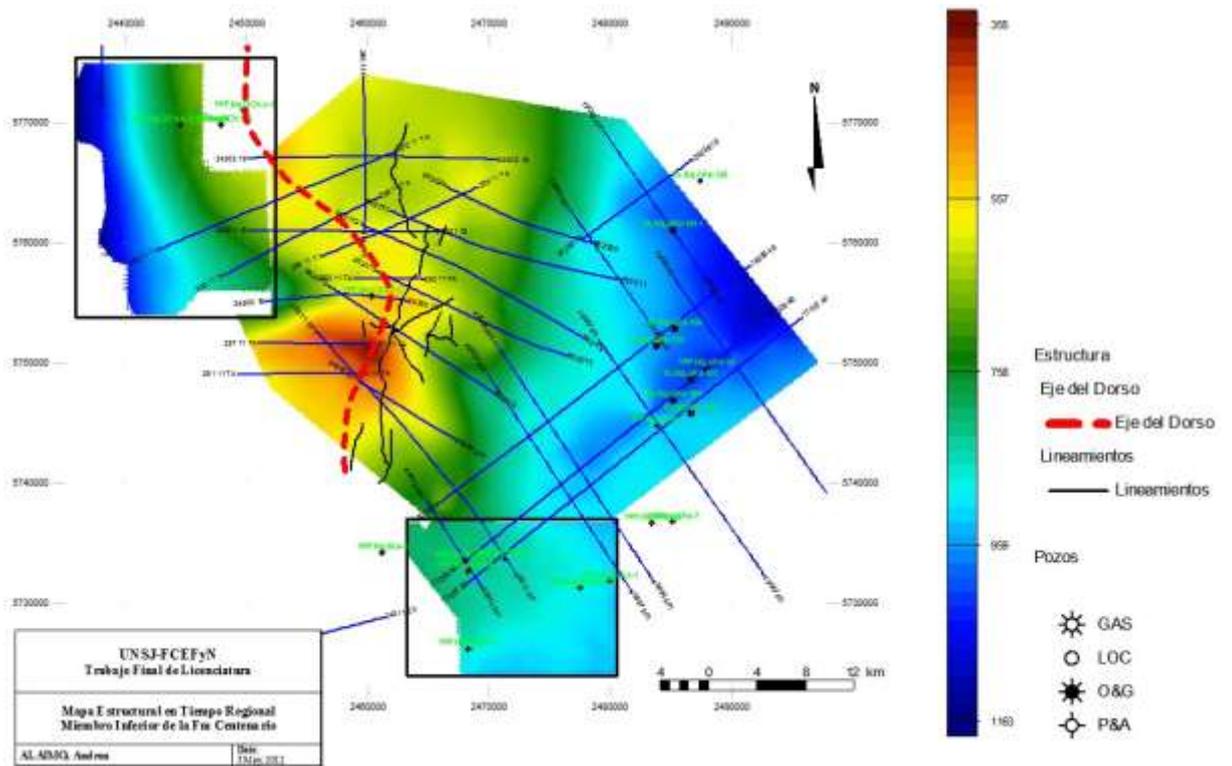


Figura 75: Mapa estructural en tiempo al tope del Miembro Inferior de la Fm Centenario.

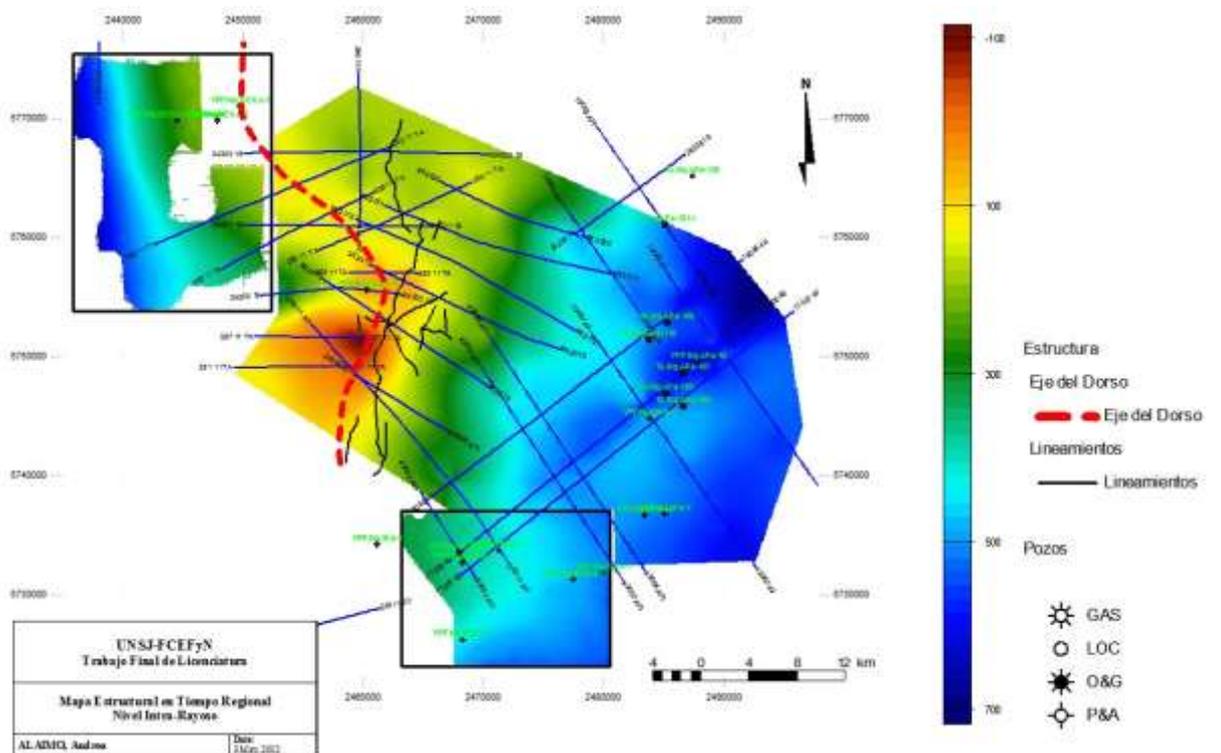


Figura 76: Mapa estructural en tiempo en un nivel Intra-Rayoso.

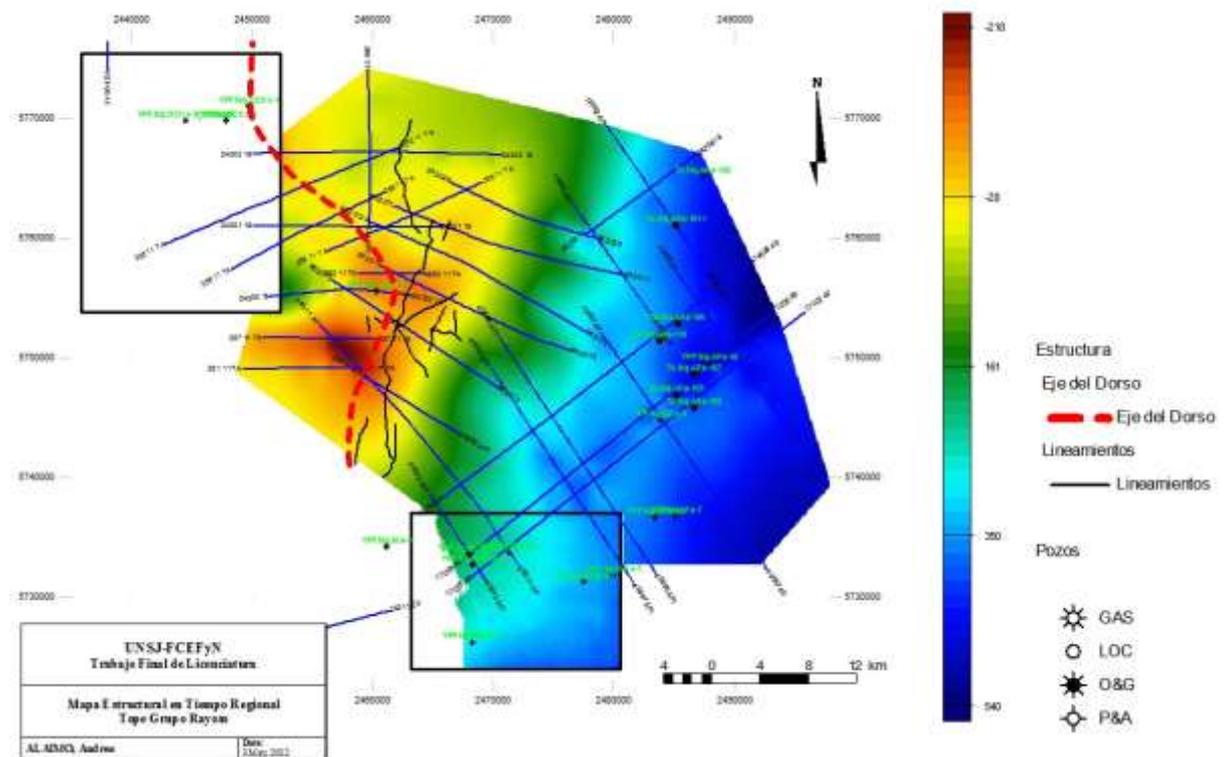


Figura 78: Mapa estructural en tiempo al tope de la Fm Rayoso. En el cubo de Las Tacanas no se pudo identificar esta unidad debido a la someridad de este contacto.

De los mapas realizados se observa que la parte más elevada de la estructura se encuentra al oeste del área Aguada Pichana. La estructura presenta un cambio de dirección en su parte media, siendo su rumbo dominante N-S (Fig. 73 a 77, ver línea de trazo rojo). Esta estructuración coincide con un anticlinal suave, donde su flanco oriental presenta bajo buzamiento mientras que el occidental es algo más alto (Fig. 78 a 80).

En las Fig. 78, 79 y 80 se muestran algunos de los lineamientos reconocidos por Brinkworth *et al* (2011) en base a la interpretación sísmica 3D en el área de Aguada Pichana. Si bien se pueden identificar estos lineamientos y asociarlos a fallas de alto ángulo, la baja densidad del dato sísmico y la pobre definición de las estructuras no se pudo realizar un mapeo detallado de las mismas.

Los lineamientos reconocidos con sísmica 2D son las llamadas fallas someras por Brinkworth *et al* (2011), son de rumbo N-S y buzamiento de alto ángulo. Solo en pocas líneas sísmicas se logra reconocer el despegue en las evaporitas de la Fm Auquilco.

En el área de Las Tacanas se reconoce un lineamiento N-S que abarca casi toda la extensión del cubo. Este se identifica en el mapa estructural al tope de la Fm Tordillo (Fig. 73) y en las secciones sísmicas de las Fig. 78, 79 y 81. El fallamiento no alcanza los niveles de la Fm Lotena teniendo su nivel de despegue en la Fm Auquilco y genera rechazo hasta la

Fm Vaca Muerta. Son fallas subverticales que se horizontalizan en los niveles de la Fm Auquilco y son de bajo rechazo.

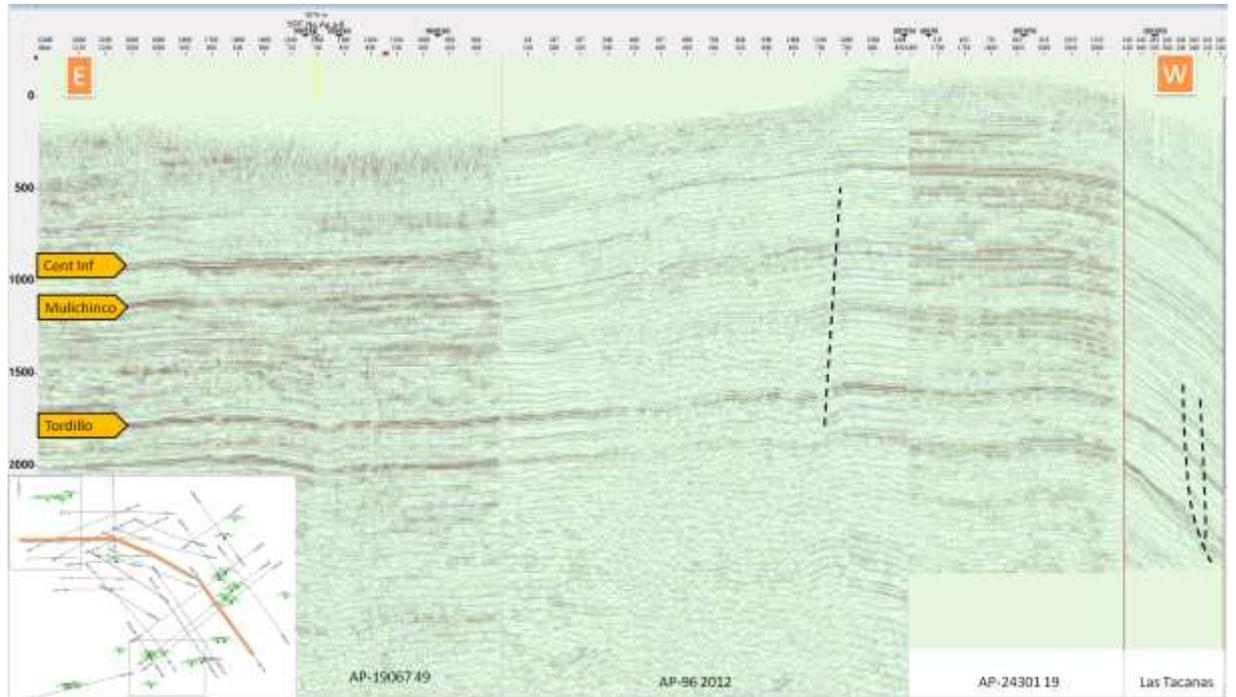


Figura 78: Sección sísmica atravesando la estructura anticlinal. Nótese el bajo buzamiento del flanco oriental en comparación con el buzamiento del flanco occidental.

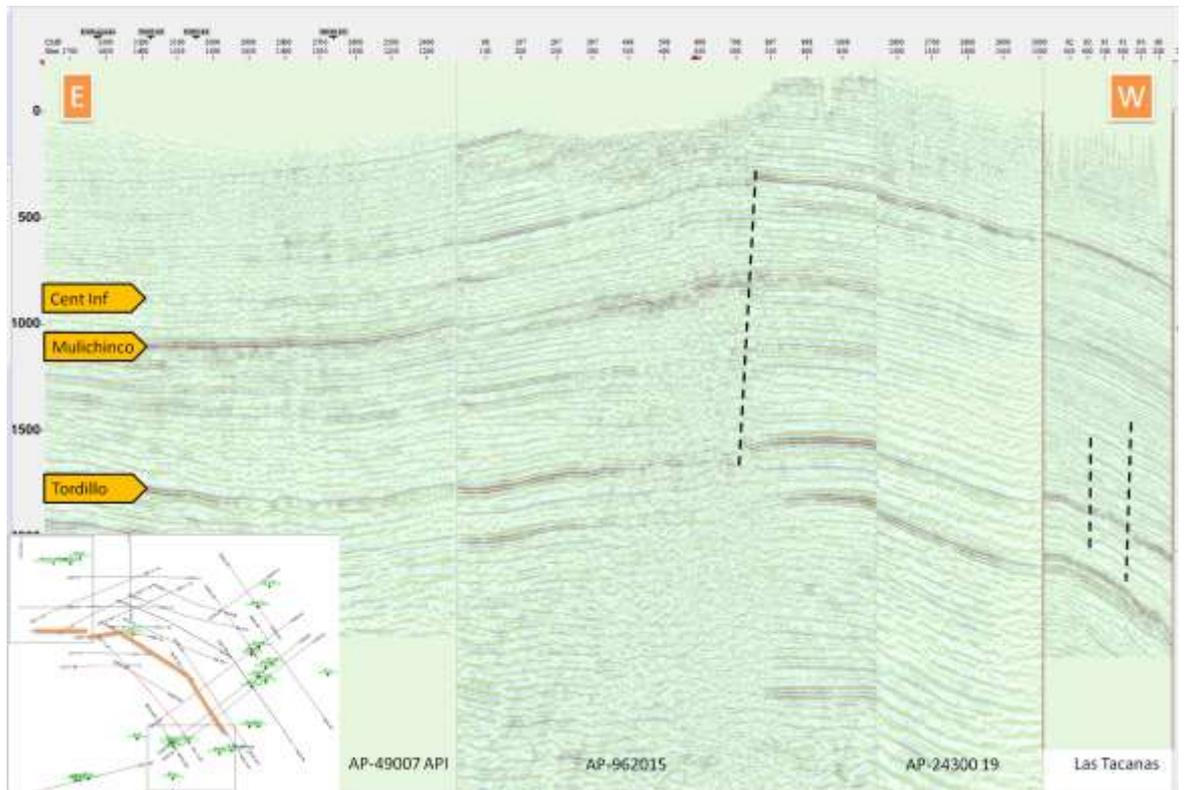


Figura 79: Sección sísmica atravesando la porción más elevada del anticlinal en la zona de estudio.

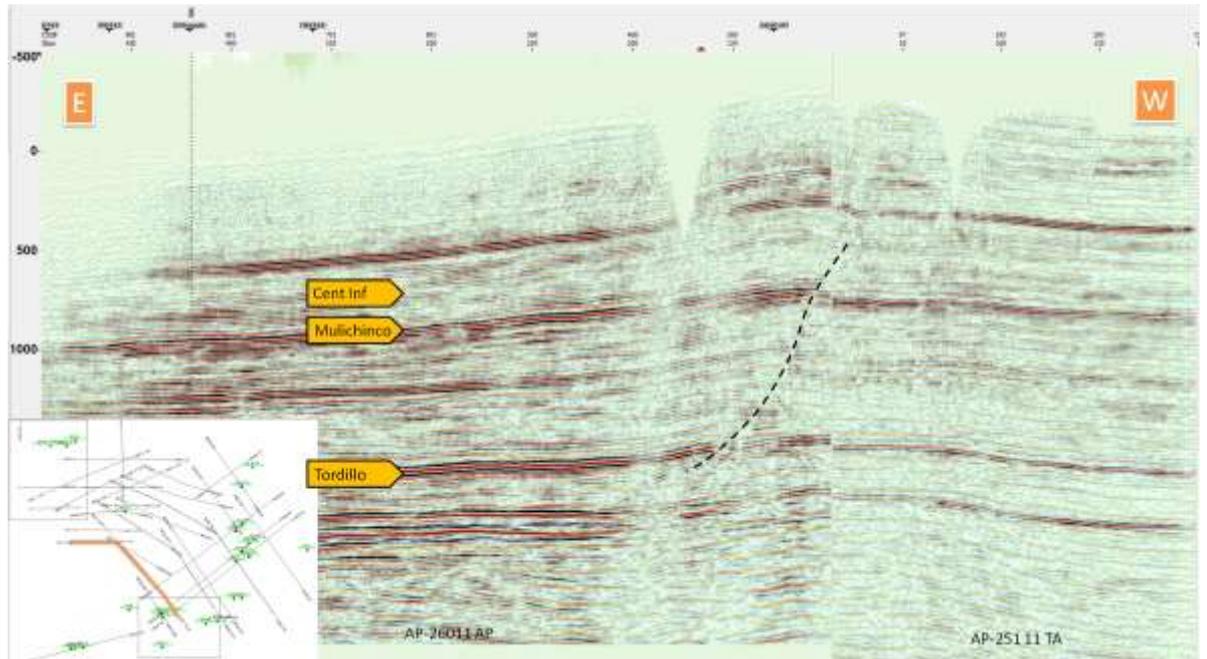


Figura 80: sección sísmica atravesando el anticlinal en su porción sur. Nótese la suavización del anticlinal de norte a sur.

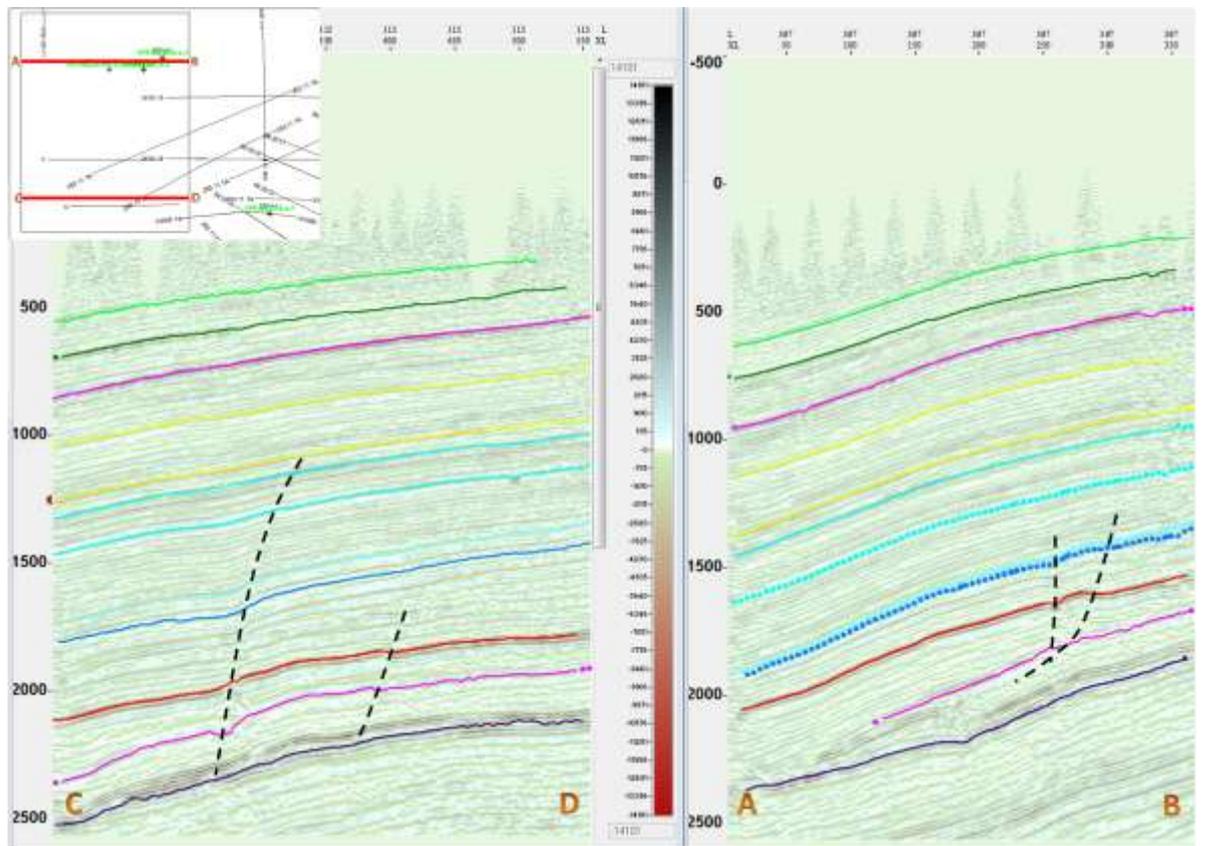


Figura 81: Secciones sísmica al norte (C-D) y sur (A-B) del cubo de Las Tacanas, se muestran fallas subverticales.

9. RELEVAMIENTO DE SUPERFICIE

Es objetivo de este trabajo de campo la recolección de la información necesaria para la realización de un mapa geológico de las unidades aflorantes y el reconocimiento de posibles estructuras en superficie en el área de Rincón del Mangrullo – prospecto El Tordillo, para luego vincularlo al análisis de subsuelo realizado con sísmica 3D en profundidad, mediante el software “GGX”.

Para cumplir con los objetivos propuestos se realizaron perfiles litoestratigráficos que permitieron reconocer litologías y los pases formacionales entre las Fms Huincul y Cerro Lisandro, entre las Fms Huincul y Candeleros y entre la base del Gr Neuquén y el techo de la Fm Rayoso. Se realizó, además, un reconocimiento visual de las distintas unidades para facilitar la interpretación de éstas en imágenes satelitales y en mapas existentes del área.

Las formaciones del Gr Neuquén aquí en estudio fueron definidas sobre la base de lo expuesto por Leanza y Hugo (2001) y lo aportado por la Dra. Josefina Pons en conversaciones. Sobre la base de la Hoja Geológica Zapala descrita por los autores antes citado y de las imágenes satelitales tomadas de Google Earth, se confeccionó un mapa base para utilizarlo como referencia en el campo. Para la identificación del contacto entre el Gr Neuquén y el Gr Rayoso se contó con el valioso aporte del Lic. Adolfo Giusano.

En la Universidad Nacional del Comahue se realizaron las actividades de gabinete (antes y después del campo). Allí se programaron las actividades a realizar en el área El Tordillo: obtención de imágenes satelitales y selección de los itinerarios para realizar los perfiles litoestratigráficos. Posteriormente a las actividades de campo se llevó a cabo el estudio petrográfico (con lupa) de las distintas muestras recogidas y la confección de un informe preliminar con el apoyo de la Dra. Josefina Pons. También, se hizo uso de la sala de microscopios de la FCEFyN para la observación con lupa de algunas muestras.

9.1) PROSPECTO EL TORDILLO

La zona de trabajo se ubica entre las latitudes $38^{\circ}34'46''\text{S}$ y $38^{\circ}34'29''\text{S}$ y las longitudes $69^{\circ}14'25''\text{W}$ y $69^{\circ}14'22''\text{W}$ (Fig. 82). El área se conoce localmente como la “entrada al Prospecto El Tordillo” y se llega a ella por la ruta provincial N° 1 (prov. De Neuquén) y luego por la huella señalizada con el cartel de “Yacimiento El Mangrullo”. Al Prospecto se accede por una huella en la que sólo se puede descender con camioneta doble tracción.

El trabajo consistió en la confección de perfiles litoestratigráficos de las Fms Huincul y Lisandro (Fig. 88). Se realizaron de S a N, siguiendo la traza marcada en la Fig. 82 con línea de punto negra. El perfil se levantó con GPS Garmin con altímetro de precisión.

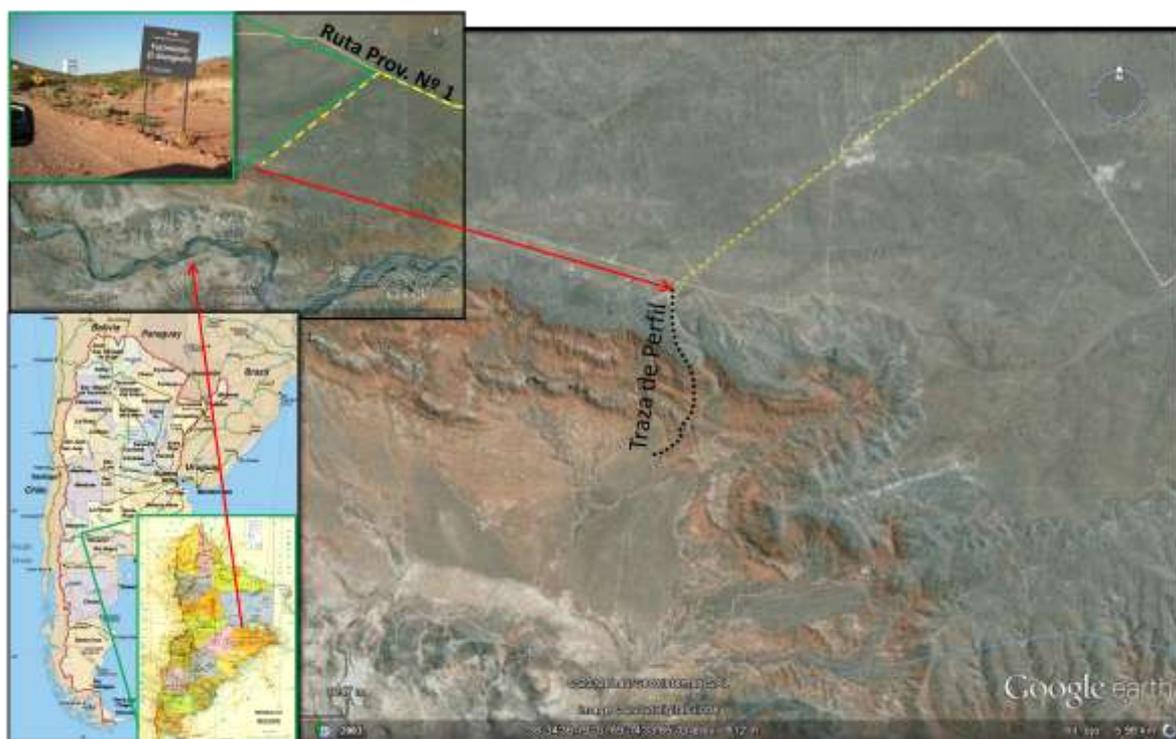


Figura 82: Mapa de ubicación del área Prospecto El Tordillo. Línea de trazo amarilla: acceso en camioneta. Línea punteada negra: traza del perfil

En la zona se reconoció la sección superior de la Fm Huincul (Según Pons *et al*, 2011). Esta se caracteriza por contener niveles de areniscas medias grises a rojas integradas por clastos subangulosos de feldespato, cuarzo, líticos volcánicos ácidos alterados e intraclastos pelíticos (Anexo II: Muestra **To 070312-1**). Hacia el techo, las areniscas se intercalan con mayor frecuencia con bancos de pelitas rojas masivas caracterizadas por un mayor contenido de biotitas (Anexo II: Muestra **To 070212-2**) (Fig. 83). En las areniscas se observa bitumen localizado en los planos de estratificación e impregnando abundantes concreciones carbonáticas subcirculares con diámetros que varían entre 15 y 20 cm (Anexo II: Muestra **To 070312-3**). La base y techo de los niveles arenosos, y planos de diaclasas, presentan fuerte alteración en los intraclastos pelíticos, adquiriendo estos colores verdes y una mayor concentración de bitumen (Fig.84). Las estructuras que dominan en las areniscas son la estratificación entrecruzada, planoparalela (Fig. 84) y, en menor cantidad maciza. Los niveles pelíticos son predominantemente masivos.



Figura 83: Muestra la intercalación de los niveles de arenisca y pelitas en la sección superior de la Fm Huincul.

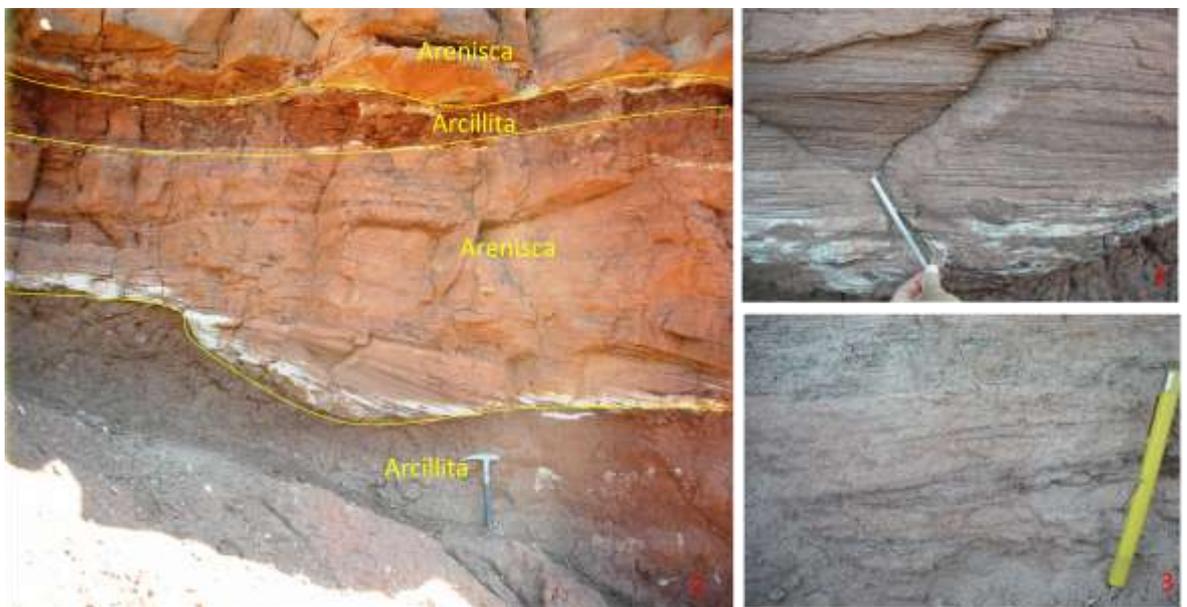


Figura 84: Foto 1: se observa la intercalación de paquetes de areniscas con pelitas en la Fm Huincul. El paquete medio de areniscas presenta en la base abundantes intraclastos de pelitas con fuerte alteración. Foto 2: detalle de la base de la arenisca media de la Foto 1. Foto 3: nivel de arenisca media con intraclastos de pelitas fuertemente alterados de color verde alineados con los planos de estratificación. También se observa en esta foto bitumen localizado en los planos de estratificación de la arenisca.

Figura 85: Estructuras sedimentarias dominantes en la Fm Huincul. Foto 1: Estratificación entrecruzada planar y estratificación planoparalela. Foto 2: Estratificación entrecruzada planar. Foto 3: Estratificación entrecruzada planar y estratificación planoparalela. Foto 4: Estratificación entrecruzada planar.

También se reconoce en la zona a la Fm Lisandro de composición predominantemente pelítica de color rojo (10 m de espesor promedio) con intercalaciones de escasos bancos de areniscas que no superan los 4 m de espesor (Fig. 86). Las pelitas de esta formación presentan un importante contenido de biotitas en comparación con las observadas en la Fm Huincul. El contacto entre Fm Huincul y Fm Lisandro es transicional. Se la ubicó sobre la base de la aparición de paquetes de pelitas con mayor potencia y de un aumento gradual del contenido de biotitas. El buzamiento de las dos unidades nombradas es de entre 4° y 5° hacia el norte.

Los depósitos del Gr Neuquén están en gran parte cubiertos por los depósitos cuaternarios de las terrazas del Río Neuquén (Según Leanza y Hugo, 2001) (Fig. 87).



Figura 86: Potentes paquetes de pelitas rojas de la Fm Lisandro intercalados con niveles de areniscas de color gris a rojo. Encima del último nivel de arenisca se observan los depósitos de las terrazas del Río Neuquén.



Figura 87: Se observan los depósitos de las terrazas del Río Neuquén sobre los afloramientos de la Fm Lisandro.

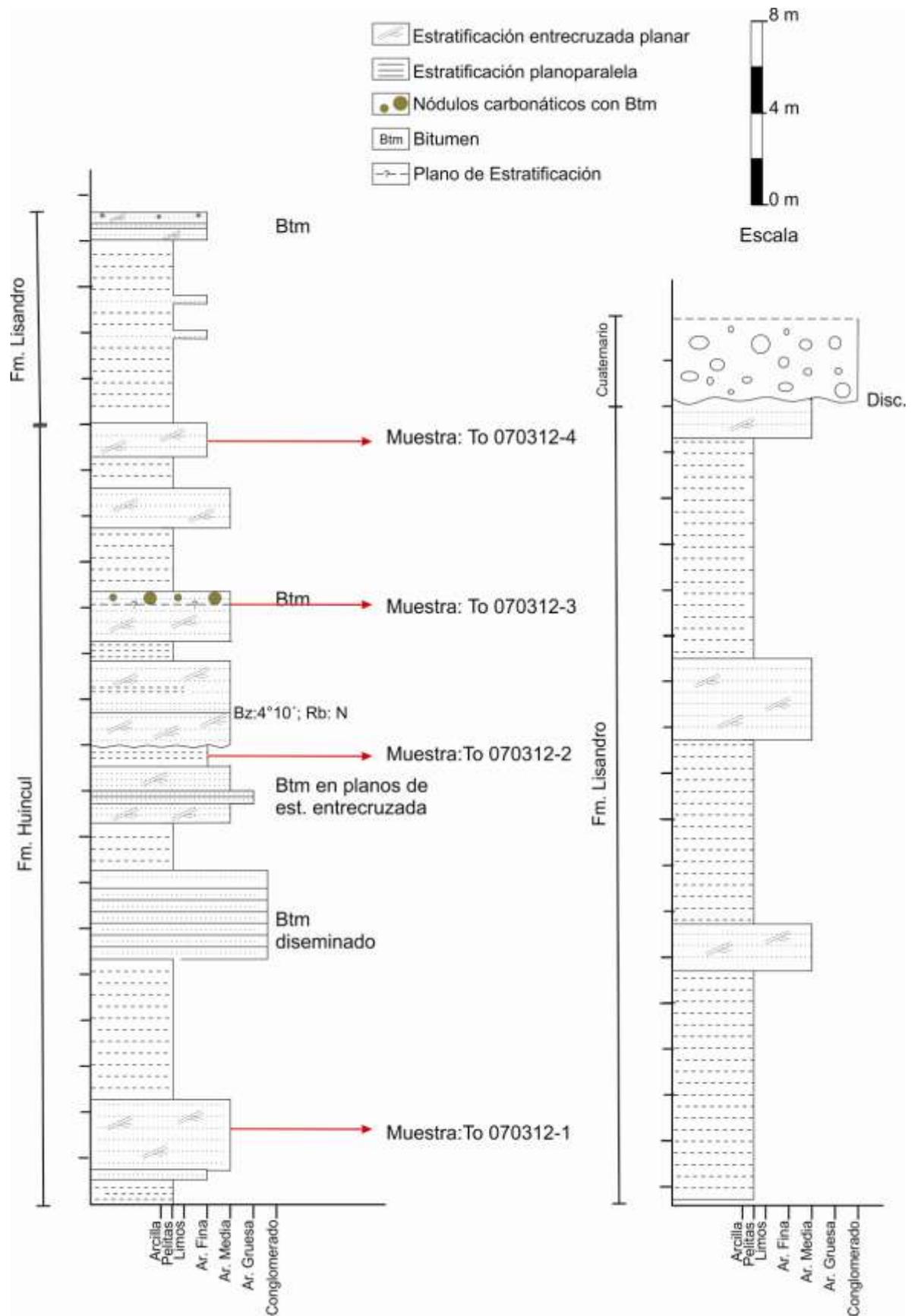


Figura 88: Columna litoestratigráfica (esquemática) del área Prospecto El Tordillo. Descripción de muestras en Anexo II.

9.2) OESTE del PROSPECTO EL TORDILLO

El área de trabajo se ubica entre los paralelos $38^{\circ}35'36''S$ y $38^{\circ}34'50''S$ y los meridianos $69^{\circ}19'25''W$ y $69^{\circ}19'56''W$ hacia el oeste del Prospecto El Tordillo. Al área se llegó por la ruta provincial N° 1, luego se toma la segunda huella que se encuentra hacia el oeste por la ruta N°1 con el cartel de Acceso – Yacimiento Rincón del Mangrullo y luego se toman huellas de picadas sísmicas para acercarse al área de interés (Fig. 89).



Figura 89: Imagen satelital de ubicación del área de estudio. Línea de trazo amarilla: acceso con camioneta. Línea continua negra: itinerario a pie.

En esta zona se realizaron perfiles de los afloramientos de la Fm Huincul (niveles medio y superior, Según Pons *et al.* (2011)) y de la Fm Candeleros con el fin de delimitar estas unidades (Fig. 96). La realización de los perfiles se vio limitada por encontrar topografías muy escarpadas en la zona donde se encontró el contacto entre las Fms Huincul y Candeleros (Fig. 92). El itinerario realizado se siguió en sentido sur-norte (Fig. 89).

Según Leanza y Hugo (2001) la Fm Candeleros se distingue morfológicamente por estar constituida por potentes bancos duros que sobresalen en los faldeos determinando paisajes escalonados sumamente pintorescos, con paredes a pique, polifacéticos peñascos,

agujas, torres y columnas aisladas. Está compuesta por areniscas violáceas de grano grueso y escasa selección, con clastos subredondeados a subangulosos y apreciable contenido de matriz y cemento calcáreo de distribución irregular (Leanza y Hugo, 2001). Es frecuente asimismo la presencia de paquetes de conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas, con fenoclastos subredondeados de cuarzo lechoso así como de volcanitas ácidas y mesosilíceas (Leanza y Hugo, 2001).

Los afloramientos de la Fm Candeleros mapeados por Leanza y Hugo (2001) fueron recorridos a lo largo de la quebrada indicada en la Fig. 89.

El relieve geomorfológico descrito por Leanza y Hugo (2001) para la Fm Candeleros es característico en la zona de estudio, así como también las tonalidades moradas a rojizas (Fig. 91). En cuanto a las características litológicas de las muestras tomadas en la zona, no se observa una diferencia importante con las muestras de la Fm Huincul ya que, en general, presentan clastos de composición similar. Las areniscas de la Fm Candeleros son medias a gruesas con niveles conglomerádicos, son escasos y delgados los niveles de arenisca fina-pelítica. En general, la composición de las muestras en orden de abundancia es: cuarzo, líticos volcánicos ácidos, feldespato, biotitas, minerales arcillosos alterando los líticos y subordinadamente minerales supergénicos de cobre y clastos cloríticos, cemento ferruginoso dando la tonalidad morada a rojiza de las muestras (Anexo II: Muestra Ca100312-3 y Ca100312-4).



Figura 90: Se observa el contacto entre la Fm Candeleros y Huincul en la margen derecha del Río Neuquén.



Figura 91: En la fotografía derecha se observa la tonalidad morada de las areniscas de la Fm Candeleros, aquí intercalan areniscas medias a gruesas con areniscas finas a medias. En la fotografía de la izquierda se observa un detalle de la arenisca fina a media de la fotografía derecha.

La Fm Candelero pasa transicionalmente a la Fm Huincul. Su límite se establece donde se observa que empiezan a dominar las areniscas de color morada a roja, resultado de la mayor abundancia de líticos y de la presencia de cemento ferruginoso. En la Fig. 90, se observa esta variación de color en la margen derecha del Río Neuquén. En la Fig. 91 se muestra las areniscas con tonalidades moradas de la Fm Candelero.

La Fm Huincul está compuesta principalmente por areniscas medias a gruesas y de niveles conglomerádicos de relleno de canal (Fig. 94). Los niveles pelíticos se encuentran subordinados y con escasa continuidad lateral (Fig, 93). Sólo en el sector norte del itinerario, se intercala con niveles de pelitas rojas (potentes y continuos lateralmente) (Fig. 95). Las areniscas se componen de clastos subredondeados de feldespatos, cuarzo y líticos ácidos volcánicos, los (Anexo II: Muestra Ca 100312-1 y Ca 100312-2) y frecuentemente con presencia de niveles con nódulos subcirculares cuyo diámetro es de 30 cm en promedio (Fig. 94) con tonalidades pardas posiblemente debida a la presencia de óxidos de hierro.



Figura 92: Afloramiento de la sección inferior de la Fm Huincul. Se muestra la topografía escarpada que se presenta en las márgenes del Río Neuquén.



Figura 93: Se muestra en la fotografía un nivel arenoso fino a pelítico de color rojo que se acuña y de poca continuidad lateral en la Fm Huincul.



Figura 94: Afloramientos de la sección media e inferior de la Fm Huincul. Foto 1 y 3: canal de base erosiva con relleno conglomerádico y estructuras de deformación por carga. Foto 2 y 4: Nódulos carbonáticos de tonalidad parda.



Figura 95: Nivel pelítico intercalando espesos paquetes de areniscas en la Fm Huincul en el sector norte del itinerario.

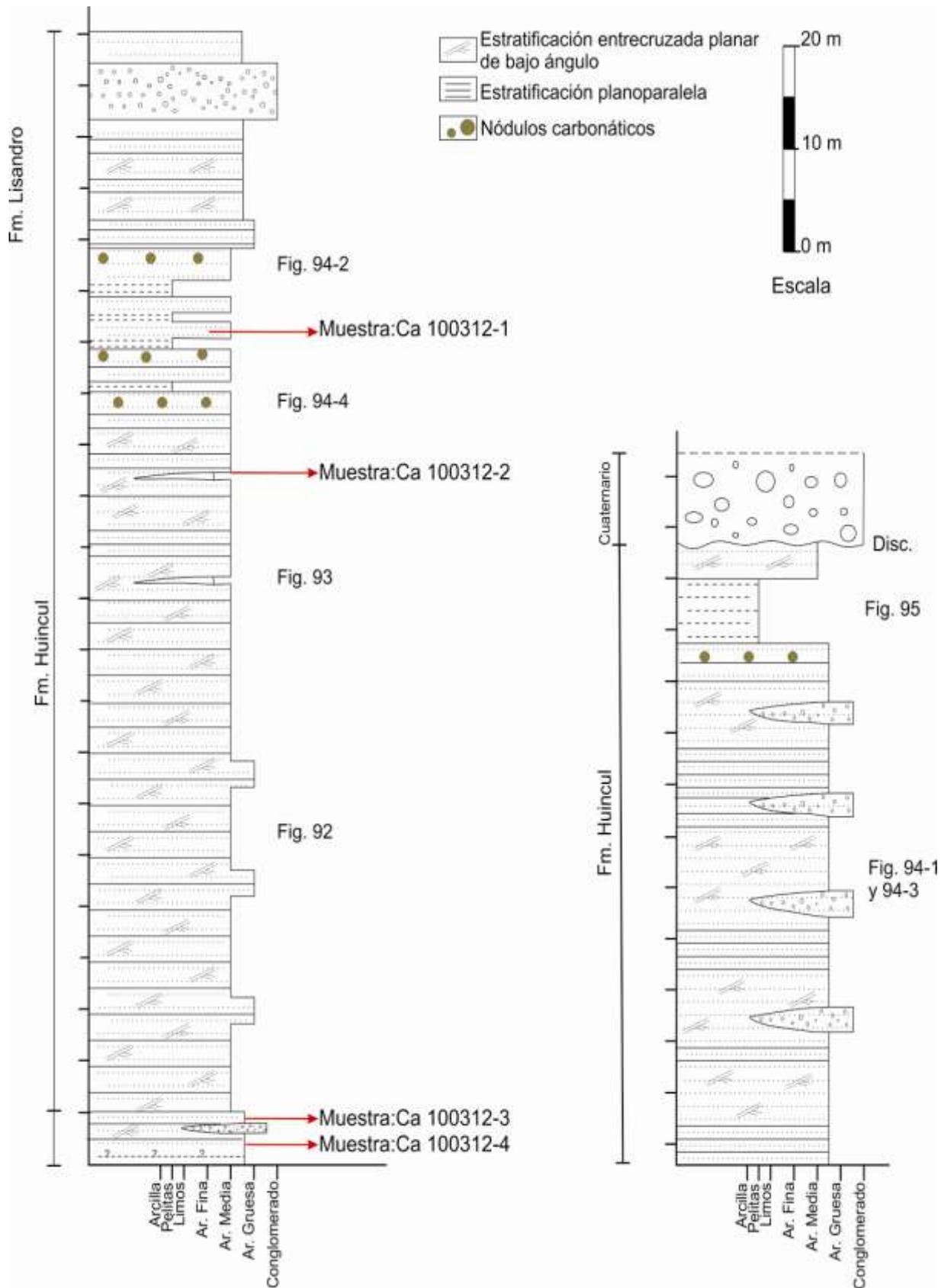


Figura 96: Columna litoestratigráfica de la Fm Candeleros y Huincul. Descripción de muestras en Anexo II.

9.3) LAS CÁRCELES

El área se ubica hacia el norte, entre las coordenadas $38^{\circ}21'56''S$ $69^{\circ}27'21''W$ y $38^{\circ}22'08''S$ $69^{\circ}26'31''W$, siguiendo la ruta provincial N° 1 se accede a la zona de interés a campo traviesa desde la ruta (Fig. 97).

En este punto el objetivo fue tomar puntos GPS en el contacto aflorante entre la Fm Rayoso y la Fm Candeleros para confeccionar un mapa preciso de este contacto y poder utilizarlo para reconocer el reflector sísmico que indica el pase de una formación a la otra.

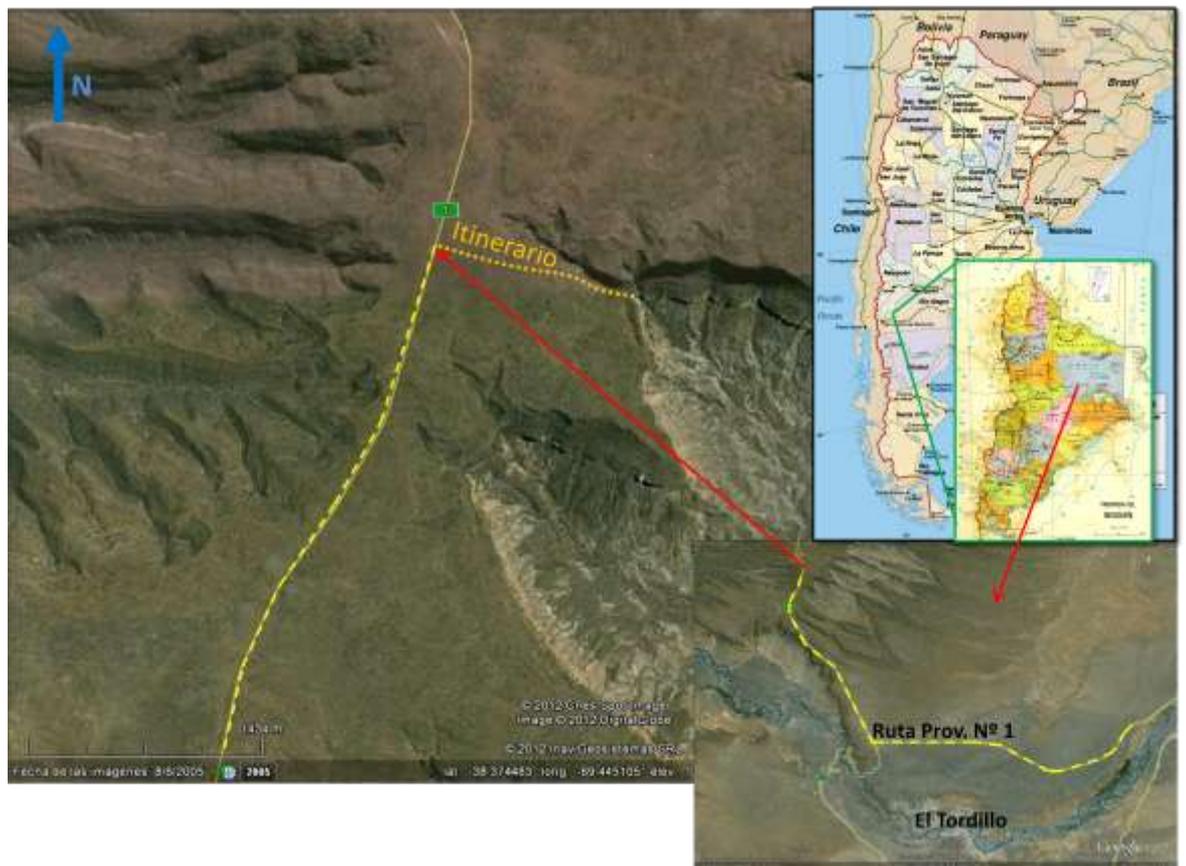


Figura 97: Mapa de ubicación del área Las Cárceles. Línea de trazo amarilla: acceso en camioneta. Línea de trazo naranja: itinerario.

Se pudo diferenciar cada una de las unidades debido al marcado contraste de color entre la Fm Rayoso (naranja) y el Gr Neuquén (rojo) y al quiebre de pendiente que este genera en la topografía. Esto fue de gran ayuda para el trabajo de interpretación de imágenes satelitales con lo cual se obtuvo un muy buen mapeo que permitió seguir el contacto en los reflectores de las líneas sísmica.

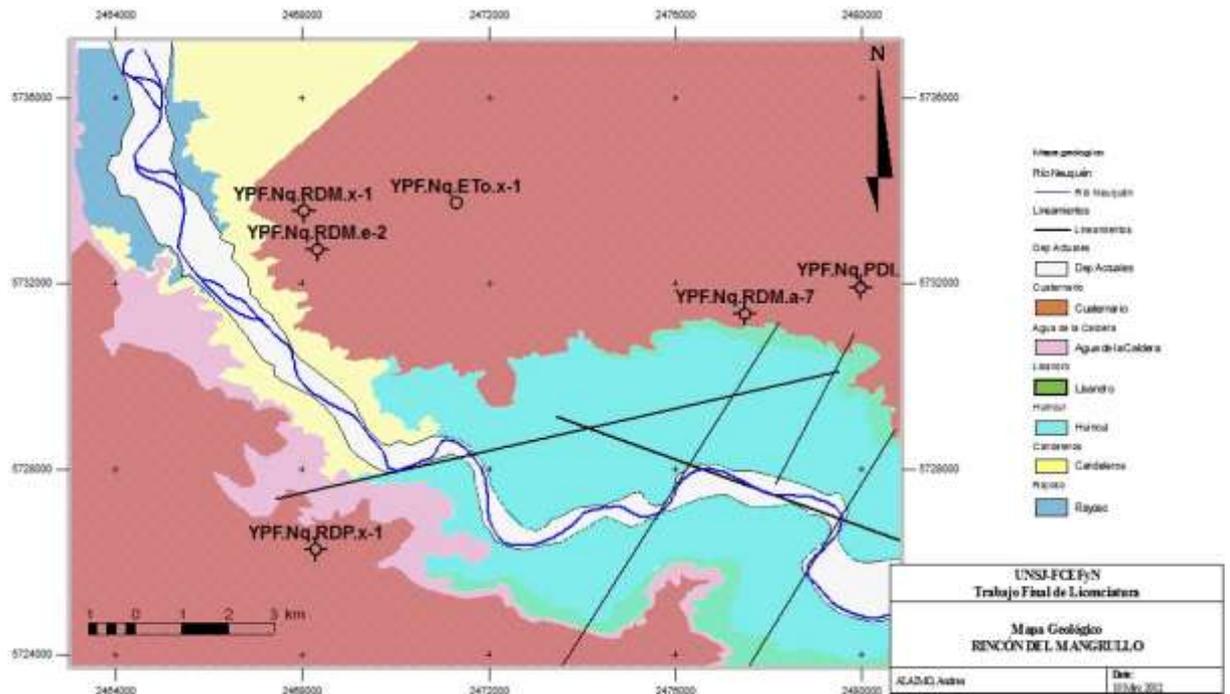


Figura 98: Foto panorámica del área de Las Cárcelas donde se muestra el contacto entre la Fm Rayoso y la Fm Candeleros con línea de punto amarilla.

9.4) MAPA GEOLÓGICO DE SUPERFICIE

Para la elaboración del mapa geológico se utilizó como información de referencia la Hoja Zapala descrita por Leanza y Hugo (2001) complementándose con el trabajo de Pons *et al* (2011). Se utilizaron los perfiles levantados en el campo y puntos GPS para determinar los contactos con precisión en el área de estudio y luego se volcó la información a imágenes de Google Earth.

Las imágenes de Google Earth fueron cargadas a la plataforma “GGX” – Módulo GeoAtlas, donde fueron georeferenciadas. Además, se cargaron a la plataforma “GGX” los puntos GPS. Luego de haber cargado toda la información necesaria se procedió a la graficación del mapa con las herramientas del Módulo GeoAtlas.



Del trabajo realizado en el campo se sintetiza:

- ✓ El contacto entre las Fm Candeleros y la Fm Huincul se interpretó en una posición más occidental de donde originalmente lo identificaran Leanza y Hugo (2001).
- ✓ El cuaternario descrito por Leanza y Hugo (2001) en la zona del Prospecto el Tordillo se lo designa como Fm Huincul.
- ✓ Debido a la falta de diferencias macroscópicas entre las muestras de las Fms Huincul y Candeleros se sugiere la realización de estudios petrográficos de detalle para comprobar si existen diferencias o no en la composición mineralógica o si marca una diferencia en cuanto a procedencia.
- ✓ Los lineamientos interpretados por Pons *et al*, (2011) en el área del Prospecto El Tordillo se reproducen en el mapa. Si bien estos no se observan en la información sísmica de subsuelo con claridad, en superficie se detectan zonas de marcada linealidad como el curso del Río Neuquén y los afloramientos de la Fm Huincul más próximos al río (mapeados por Leanza y Hugo (2001) como cuaternario).

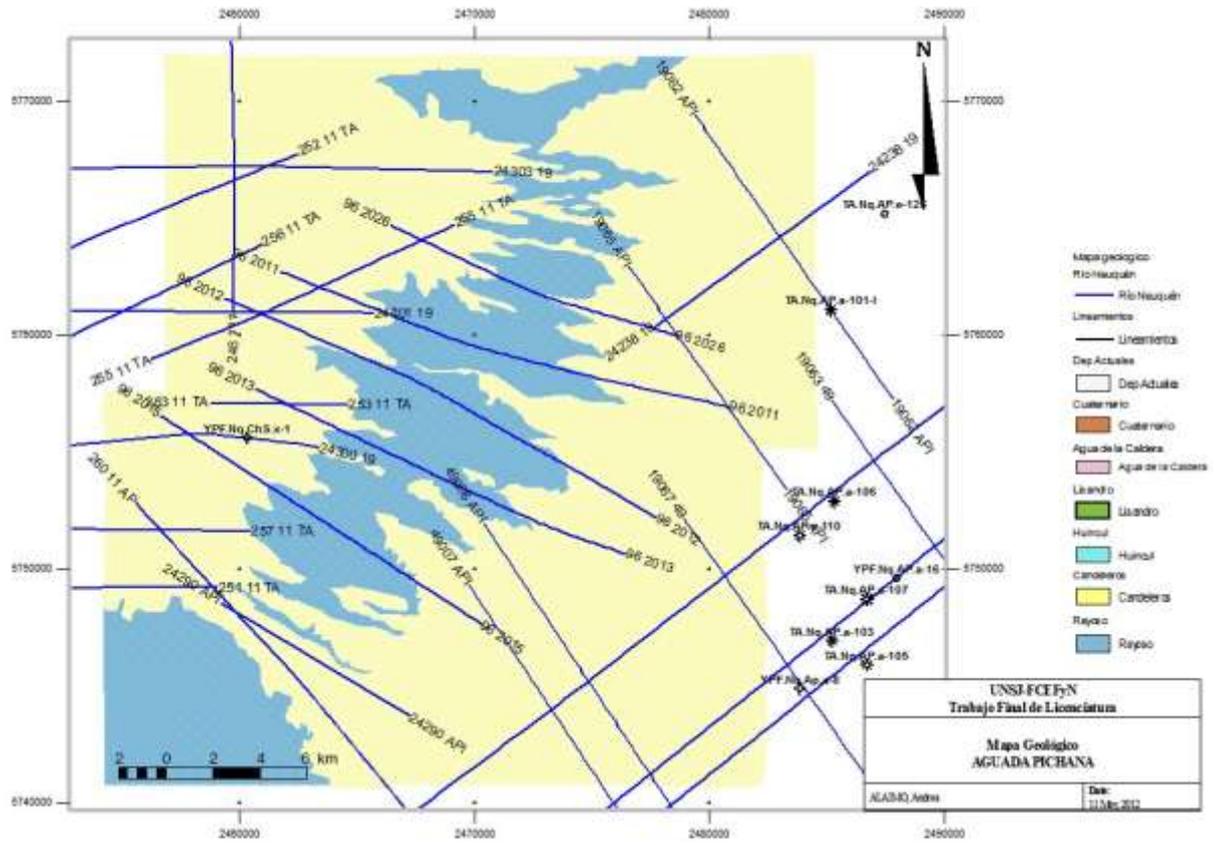
En el siguiente mapa se muestran los afloramientos de la Fm Rayoso y de la Fm Candeleros en el Bloque aguada Pichana. Éste fue de gran importancia para la identificación del reflector sísmico que marca el contacto entre las dos unidades.

La pobre densidad de datos sísmicos en el bloque Aguada Pichana y lo somero de los reflectores al tope de la Fm Rayoso generó incertidumbre respecto a la localización del reflector que se correspondería con el contacto entre ésta y el Gr Neuquén. Debido a estos inconvenientes se procedió al mapeo sobre imágenes tomadas de Google Earth de este contacto con detalle y con bases en los puntos GPS tomados durante la campaña de campo y en las fotografías captadas de los afloramientos.

Con el mapa en condiciones se procedió a identificar sobre las líneas sísmicas 2D las coordenadas geográficas del contacto mapeado. Luego, en el módulo SeisVision, se abrieron las líneas sísmicas que atravesaban ambos afloramientos y se localizaron las coordenadas del contacto; el reflector coincidente con estas coordenadas se identificó como correspondiente con el contacto entre la Fm Rayoso y el Gr Neuquén.

Una vez identificado el reflector en las líneas sísmicas que cortan al contacto contacto entre la Fm Rayoso y el Gr Neuquén (líneas sísmicas 2D 96 2015, 96 2013, 96 2012, 96 2011 y 96 2026) se procedió a la identificación de este reflector en el resto de las líneas sísmicas 2D mediante la apertura de múltiples secciones sísmicas y correlación entre estas.

Este procedimiento posibilitó la interpretación de los reflectores sísmicos más someros de las sísmicas 2D con cierto grado de precisión.



10. CONCLUSIONES

En el área Rincón del Mangrullo se reconoce una secuencia sedimentaria bastante homogénea en toda la extensión del cubo y prácticamente sin variaciones de espesor en cada una de las unidades definidas. Se distingue la secuencia Vaca Muerta-Quintuco por presentar sigmoides de progradación claramente definidos y de dirección NO que siguen el patrón regional definido para esta unidad.

Estructuralmente el área se caracteriza por presentar una estructuración suave con el sector más alto al centro oeste-noroeste del cubo que gradualmente se hunde hacia el este con un buzamiento suave. Esta estructura se interpreta como un espolón cuyo eje se orienta ONO-ESE y buza al Este. Dicho espolón presenta su máximo estructural en el límite oeste del cubo sísmico, por lo que no se verifica su cierre occidental. Esta estructura se ubica regionalmente en el extremo austral del sistema de estructuras Norte-Sur denominado “Dorso de los Chihuidos”. No se identifican fallamientos significantes y solo se presumen ciertos lineamientos sin rechazo ni raíces profundas en el sector SE del cubo (Prospecto El Tordillo) que controlarían el curso del Río Neuquén. Aunque, por la someridad de estos lineamientos se cree que se podrían corresponder a defectos en la registración sísmica más que a estructuras.

En superficie el bloque Rincón del Mangrullo es cubierto por depósitos cuaternarios de las terrazas del Río Neuquén y en las márgenes de dicho río aflora la base del Gr Neuquén (Subgrupo Río Neuquén) y pequeños afloramientos de la Fm Rayoso en el borde occidental del cubo. De comparaciones con la Hoja Zapala de Leanza y Hugo (2001) se establece que los afloramientos de la Fm Candeleros son menores y se posicionan más al oeste de donde originalmente lo identificarán dichos autores. Además, se describen depósitos de la Fm Huincul para la zona de El Tordillo, mientras que Leanza y Hugo (2001) describen depósitos cuaternarios para esta zona.

En cuanto a las estructuras de superficie solo se identifican lineamientos en los afloramientos de la Fm Huincul y en el curso del Río Neuquén en la zona de Prospecto El Tordillo. Estos rasgos se observan en los mapas de amplitud sísmica y no muy claramente en las secciones sísmicas con lo cual se propone un estudio neotectónico detallado de la zona de El Todillo para la determinación de estructuras que posibiliten la migración de fluidos mineralizantes ricos en cobre.

La interpretación regional permite integrar la estructuración del bloque Rincón del Mangrullo como la porción austral del Dorso de los Chihuidos. Además, el mapa de superficie del área Aguada Pichana permite continuar el análisis de los reflectores más

someros de las sísmicas para un análisis estructural regional más somero. De los mapas se resume que la parte más elevada de la estructura se encuentra al oeste del área Aguada Pichana con un cambio de dirección en su parte media, siendo su rumbo dominante N-S. Esta estructuración coincide con un anticlinal suave, donde su flanco oriental presenta bajo buzamiento mientras que el occidental (bloque Las Tacanas) es algo más alto.

11. ANEXOS

11.1) ANEXO I – ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y SÍSMICA

Embry (2001) (en Catuneau, 2006) define una **secuencia estratigráfica** como el reconocimiento y correlación de superficies estratigráficas que representan cambios en el tren depositacional en rocas sedimentarias. Estos cambios fueron generados por la interrelación de la sedimentación, erosión y oscilaciones del nivel base y son determinados por análisis sedimentológicos y relaciones geométricas (Embry, 2001).

La interpretación de superficies de secuencias estratigráficas se basa en dos observaciones fundamentales: el tipo de contacto estratigráfico, concordancia o discordancia; y la naturaleza de las facies (sistema depositacional) las cuales están en contacto a lo largo de cada superficie particular (Catuneau, 2006).

Tipos de contactos estratigráficos por Catuneau (2006):

A- **Discordancia** (Unconformity) = hiatus \pm erosión (usualmente con erosión)

Es una ruptura o salto en el registro depositacional. Esto, normalmente, implica levantamiento y erosión con pérdida de los registros formados previamente. Es la relación entre estratos de roca en contacto, caracterizado por una falta de continuidad en la depositación, meteorización, o espacio de erosión (subaereo o subacueo) previo a la depositación de las capas más jóvenes.

1. *Discontinuidad* (Disconformity)= hiatus + erosión

Es una discordancia en la que los planos de estratificación por debajo y por arriba de la ruptura son esencialmente paralelos, indicando una interrupción significativa en el ordenamiento de la secuencia de las rocas sedimentarias. Generalmente generada por un intervalo considerable de erosión y usualmente marcado por una superficie de erosión visible e irregular o desigual de apreciable relieve.

2. *Paraconformidad* (Paraconformity)= hiatus \pm erosión (erosión no discernible)

Es una oscura o incierta discordancia en la cual no es discernible una superficie de erosión y en la que las capas abajo y arriba de la ruptura son paralelas.

3. *Discordancia Angular* (Angular Unconformity)= hiatus, erosión y buzamiento

Es una discordancia entre dos grupos de roca cuyos planos de estratificación no son paralelos o en los que los estratos más antiguos buzan diferentes a los más jóvenes.

4. *Nonconformity*= techo del basamento

Es una discordancia generada entre rocas sedimentarias y rocas ígneas o metamórficas antiguas que han sido expuestas por erosión antes que los sedimentos las cubrieran.

B- **Diastema** (Diastem)= hiatus corto ± erosión (es una paraconformidad menor)

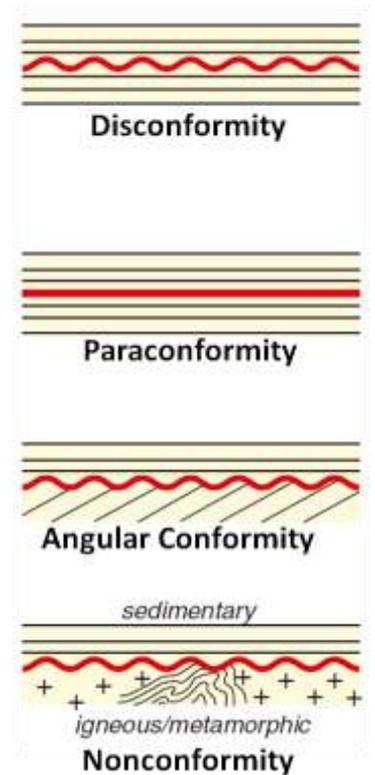
Es una interrupción corta en la sedimentación, involucra solo un pequeño intervalo de tiempo, con una pequeña o no erosión antes de que la depositación se reanude.

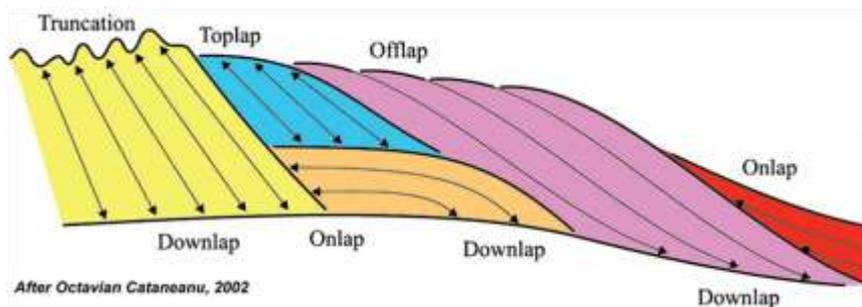
C- **Concordancia** (Conformity)= no hay hiatus

Relación no disturbada entre estratos adyacentes que han sido depositados en una secuencia ordenada. Es una verdadera continuidad estratigráfica en la secuencia de capas.

La estratigrafía sísmica es básicamente una aproximación geológica a la interpretación estratigráfica de datos sísmicos (Mitchum *et al*, 1977). Una **sismo-secuencia** es una secuencia depositacional identificada en una sección sísmica (Mitchum *et al*, 1977). Es una sucesión relativamente concordante de reflexiones en una sección sísmica, interpretada como estratos genéticamente relacionados: esta sucesión está limitada en su tope y base por superficies de discontinuidad marcadas por las terminaciones de las reflexiones e interpretadas como discordancias o sus correlativas concordancias (Mitchum *et al*, 1977).

Las terminaciones de los reflectores son el criterio principal para el reconocimiento de límites de secuencias sísmicas (Mitchum *et al*, 1977). Los tipos de terminaciones de los reflectores están basados en los tipos de terminaciones de los estratos. En la Fig. que sigue se ilustran en forma esquemática los tipos de terminaciones.





Se muestran las terminaciones de los reflectores sísmico-estratigráficos

Las relaciones de discordancia al tope de la secuencia incluyen truncación erosiva y *toplap*:

Truncación erosiva (Truncation): terminación de los estratos contra una superficie erosiva suprayacente, implica la depositación de estratos y su subsecuente remoción a lo largo de una superficie de discontinuidad. Un *toplap* puede desarrollarse dentro de una truncación, pero la truncación es más extrema e implica el desarrollo de un relieve erosivo o el desarrollo de una discordancia angular. La interpretación de terminaciones de reflectores sísmicos como truncación erosiva puede ser sencilla o algo subjetiva, dependiendo de la angularidad de las reflexiones con la superficie erosiva.

Toplap: terminación de estratos inclinados (clinoformas) contra una superficie suprayacente de bajo ángulo, principalmente como resultado de una no depositación (*bypass* sedimentario), ± erosión menor. Los estratos se solapan hacia el interior del continente en el tope de la unidad, pero las terminaciones sucesivas yacen progresivamente hacia el mar. La superficie de *toplap* representa el límite depositacional proximal de la unidad sedimentaria.

Las relaciones de discordancia en la base incluyen *onlap* y *downlap*:

Onlap: terminación de bajo ángulo de los estratos contra superficies estratigráficas más pronunciadas. El *onlap* también puede ser referido como un solapamiento, y marca la terminación lateral de una unidad sedimentaria en este límite depositacional.

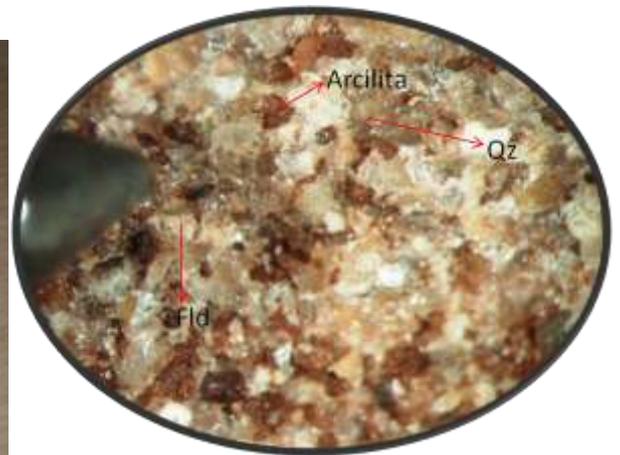
Downlap: terminación de estratos inclinados contra una superficie de bajo ángulo. El *downlap* también puede ser referido como *baselap*, y marca la base de una unidad sedimentaria en este límite depositacional. Aparece comúnmente en la base de clinoformas progradantes en ambientes marinos profundos y someros. No es común en ambientes terrestres excepto en ambientes lacustres.

Offlap: es el progresivo cambio del *offshore* de las terminaciones buzamiento arriba de las unidades sedimentarias dentro de una secuencia concordante de rocas en la que cada

unidad sucesivamente más joven deja expuesta una porción de la unidad más antigua sobre la que yace. El *offlap* es el producto de la caída del nivel base, por lo que es diagnóstico de regresiones forçadas.

11.2) ANEXO II - DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA

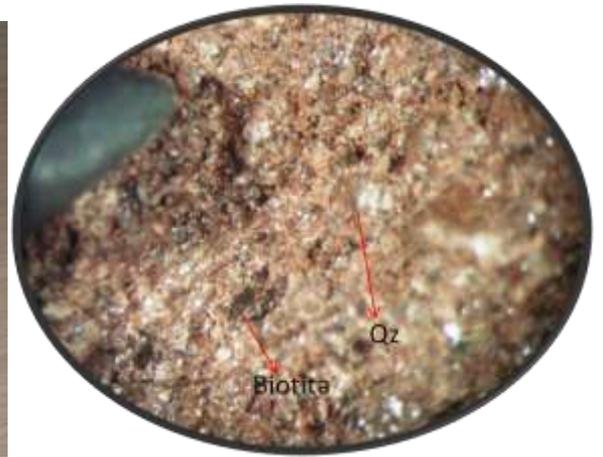
MUESTRA: To 070312-1



To 070312-1: Derecha: fotografía de muestra de mano vista con lupa con aumento 2X. La punta gris es la punta de un lápiz rallador. De color rojo se observan los intraclastos de pelitas.

Tamaño de grano	Redondez	Selección	Matriz	Cemento	Clastos	Alteración
Arena Media	Sub-redondeado	Moderada	No tiene	Carbonático abundante	Feldespato Cuarzo Arcillitas (alineadas en planos de laminación) Líticos	Líticos alterados a arcillas blancas

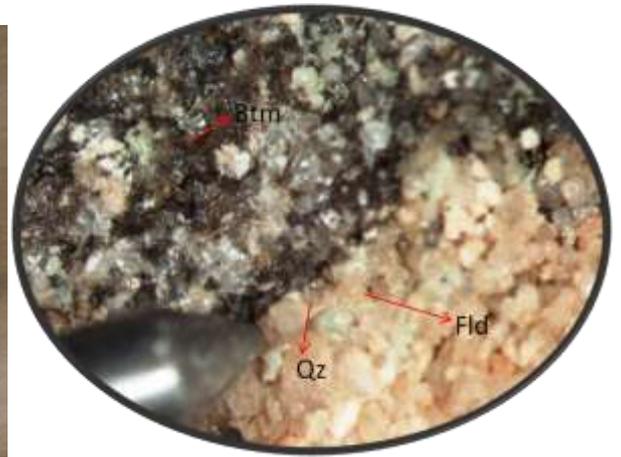
MUESTRA: To 070212-2



To 070212-2: Derecha: fotografía de muestra de mano vista con lupa con aumento 2X. La punta gris es la punta de un lápiz rallador. Abundan las micas (muscovitas y biotitas).

Tamaño de grano	Redondez	Selección	Matriz	Cemento	Clastos	Alteración
Arena muy fina	Sub-anguloso	Moderada	Arcilla	Óxidos de hierro	Feldespato Cuarzo Muscovita Biotita Líticos ácidos	-

MUESTRA: To 070312-3



To 070312-3: Derecha: fotografía de muestra de mano vista con lupa con aumento 2X. La punta gris es la punta de un lápiz rallador. Se muestra el contacto de un nódulo carbonático con bitumen diseminado y la arenisca.

Tamaño de grano	Redondez	Selección	Matriz	Cemento	Clastos	Alteración
Arena Media	Sub-anguloso	Moderada	-	Carbonático	Feldspatos Cuarzo Líticos Biotitas	Líticos alterados a arcillas blancas

MUESTRA: To 070312-4



To 070312-4: Derecha: fotografía de muestra de mano vista con lupa con aumento 2X. La punta gris es la punta de un lápiz rallador. Óxidos de hierro le dan el color rojo a la muestra

Tamaño de grano	Redondez	Selección	Matriz	Cemento	Clastos	Alteración
Arena Fina	Subredondeado	Buena	No se observa	-	Feldspatos Cuarzo Líticos	Líticos alterados a arcillas blancas

MUESTRA Ca100312-1



Ca 100312-1: Derecha: fotografía de muestra de mano vista con lupa con aumento 4X. La punta gris es la punta de un lápiz rallador.

Tamaño de grano	Redondez	Selección	Matriz	Cemento	Clastos	Alteración
Arena media	Sub-redondeado	Buena	Abundante de color blanca	Carbonático	Cuarzo Feldespatos Líticos ácidos Biotitas (cloritizadas) Micas Óxidos de Cu	Líticos alterados a minerales blancos deleznales (Arcillas?)

MUESTRA Ca100312-2



Ca 100312-2: Derecha: fotografía de muestra de mano vista con lupa con aumento 4X. La punta gris es la punta de un lápiz rallador.

Tamaño de grano	Redondez	Selección	Matriz	Cemento	Clastos	Alteración
Arena fina a media	Sub-angulosos	Mala	Pelítica	Óxidos de Fe?	Feldespatos Cuarzo Líticos ácidos Biotitas (en gral. cloritizada) Intraclastos pelíticos Yeso Óxidos de Cu	Líticos alterados a minerales blancos deleznables (Arcillas?)

MUESTRA Ca100312-3



Ca 100312-3: Derecha: fotografía de muestra de mano vista con lupa con aumento 4X. La punta gris es la punta de un lápiz rallador.

Tamaño de grano	Redondez	Selección	Matriz	Cemento	Clastos	Alteración
Arena media a gruesa	Sub-redondeada	Moderada	Escasa	Óxidos de Fe con Arcillas?	Cuarzo Líticos ácidos Feldespatos Cloritas Min supergénicos de Cu Subordinados líticos mesosilícicos (duros)	Líticos alterados a minerales blancos deleznales (Arcillas?)

MUESTRA: Ca100312-4



Ca 100312-1: Derecha: fotografía de muestra de mano vista con lupa con aumento 4X. La punta gris es la punta de un lápiz rallador

Tamaño de grano	Redondez	Selección	Matriz	Cemento	Clastos	Alteración
Arena media a fina	Sub-redondeados	Buena	Escasa	Óxidos de Fe	Cuarzo Líticos ácidos Feldspatos Micas Min supergénicos de Cu	Líticos alterados a minerales blancos deleznable (Arcillas?)

12. BIBLIOGRAFÍA

- ARREGUI, C., CARBONE, O. y LEANZA, H. A. 2011a. Contexto tectonosedimentario. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 29-36. Neuquén.
- ARREGUI, C., CARBONE, O. y MARTÍNEZ, R., 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la cuenca neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 77-89. Neuquén.
- ARREGUI, C., CARBONE, O. y SATTLER, F., 2011c. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 91-98. Neuquén.
- BADLEY, MICHAEL E., 1985. Practical seismic interpretation.
- BARREDO, S. Y STINCO, L., 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarisa: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina. *PETROTECNIA: revista de la IAPG*, Abril 2010, pag 48-68.
- BARRIONUEVO, M., 2002. Los reservorios del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas"*, pag. 456-464, 2002. Mar del Plata.
- BRINKWORTH, W., POSE, F. y GANGUI, A., 2011. Rasgos estructurales del subsuelo en el área Aguada Pichana, Provincia de Neuquén, Argentina. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (Mar del Plata).
- CABALEIRO, A., CAZAU, L., LASALLE, D., PENNA, E. y ROBLES, D., 2002. Los reservorios de la Formación Centenario. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas"*, pag. 407-425, 2002. Mar del Plata.
- CARBONE, O., FRANZESE, J., LIMERES, M., DELPINO, D. Y MARTINEZ, R., 2011. EL Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 63-76. Neuquén.
- GARRIDO, A. C., 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 231-244. Neuquén.

- LEANZA, H. A. y HUGO, C., 2001. Hoja Geológica 3969-I; Zapala. *Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina*, Provincia de Neuquén. Boletín N° 275 Buenos Aires - 2001
- LEANZA, H., SATTLER, F., MARTINEZ, R. Y CARBONE, O., 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 113-129. Neuquén.
- LEGARRETA, L., VILLAR, H., CRUZ, C., LAFFITTE, G. y VARADÉ, R., 2008. Revisión integrada de los sistemas generadores, estilos de migración-entrapamiento y volumetría de hidrocarburos en los distritos productivos de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Buenos Aires, pag. 79-108, IAPG.
- LEGARRETA, L., VILLAR, H., LAFFITTE, A., CRUZ, C. y VERGANI, G., 2005. Cuenca Neuquina. *Simposio de Frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos "Ampliando Fronteras"*, Mar del Plata, pag. 233-250, IAPG.
- LLAMBIAS, E. J. y SATO, A. M., 201. Ciclo Gondwanico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 53-62. Neuquén.
- MARETTO, H. y PÁNGARO, F., 2005. Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: Actividad tectónica durante la depositación de la Fm Quintuco. *Actas VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (Mar del Plata).
- MARETTO, H., CARBONE, O., GAZZERA, C. y SCHIUMA, M., 2002. Los reservorios de la Formación Tordillo. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas"*, pag. 335-358, 2002. Mar del Plata.
- MARTEAU, V. M., 2002. Los reservorios de la Formación Rayoso. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas"*, pag. 511-528, 2002. Mar del Plata.
- MASARIK, M. C., 2002a. Los reservorios de las Formaciones Agrio y Huitrín: Introducción. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas"*, pag. 428-431, 2002. Mar del Plata.

- MASARIK, M. C., 2002b. Los reservorios del Mienbro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas"*, pag. 465-493, 2002. Mar del Plata.
- MITCHUM, R. M. JR., VAIL, P. R. y SANGREE, J. B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 6. Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. *AAPG Special Volumes Volume M 26: Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, Pages 117 - 133 (1977).
- MITHCUM, R. M. Jr y ULIANA, M. A., 1982. Seismic stratigraphy of carbonate depositational sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. Chapter 15 in *Memoir 39: Sismic Stratigraphy II: An integrated Approacch to Hydrocarbon Exploration*, 1985 AAPG Special Publication. Pag. 255-274.
- OLEA, G., SUÁREZ, M. y VALENZUELA, M., 2011. El Miembro La Tosca de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 199-203. Neuquén.
- OLMOS, M., MARETTO, H., LASALLE, D., CARBONE, O. Y NAIDES, C., 2002. Los reservorios de la Formación Quintuco. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas"*, pag. 359-382, 2002. Mar del Plata.
- PÁNGARO, F., MARETTO, H. y PIANELLI, L., 2002. Abultamientos Carbonáticos de Plataforma en la Formación Quintuco en el Área de Rincón del Mangrullo, Cuenca Neuquina, Argentina. ¿Un nuevo objetivo exploratorio?
- PÁNGARO, F., MARTINEZ, R., SATTLER, F. Y BETTINI, F., 2011. El Bajo de Añelo. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 399-405. Neuquén.
- PONS, M. J., GIUSIANO A. y TUNIK, M., 2011. Caracterización de la Formación Huincol, (Grupo Neuquén) en el área del prospecto de Cobre Tordillos, Neuquén, Argentina. *Actas XVIII Congreso Geológico Argentino, 2011. Neuquén*
- RAMOS, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, pag. 41-98. Buenos Aires.

- RAMOS, V. A., FOLGUERA, A. y GARCÍA MORABITO, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 317-326. Neuquén.
- SCHWARZ, E., SPALLETTI, L. y VEIGA, G., 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 131-144. Neuquén.
- SPALLETTI, L., ARREGUI, C. y VEIGA, G., 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 99-111. Neuquén.
- TEJADA, S., 2009. Introducción a la Interpretación sísmica. Curso dictado en la UNSJ-FCEyF, Cátedra Geología de los Combustibles, 2009.
- ULIANA, M. A. and LEGARRETA, L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 16 (4), pp. 397-420.
- VOTTERO, A. y GONZALEZ, J. M., 2002. Los reservorios de la Formación Mulichinco. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas"*, pag. 383-400, 2002. Mar del Plata.
- ZAMORA VALCARCE, G., ZAPATA, T., RAMOS, A., RODRÍGUEZ, F. Y BERNARDO, L., 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 192-203 (2009).
- ZAVALA, C. y PONCE, J., 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 205-222. Neuquén.

