



# **Descripción e interpretación de la configuración estructural de un sector al Norte de la Dorsal de Huincul, mediante el análisis geológico detallado de superficie y subsuelo**

## **Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas**

Universidad Nacional del Comahue

Facultad de Ingeniería

Departamento de Geología y Petróleo

Autora: Valderrama Cecilia

Director: Lic. Vergani Gustavo Dardo

Co-director: Lic. Molina Andrés

Año: 2021

## Resumen

Este trabajo tiene como objetivo describir e interpretar la configuración estructural a partir de datos de superficie y subsuelo, y evaluar la posible incidencia de alguna estructura durante deformaciones modernas en el área de estudio. El área se encuentra al Norte de la Dorsal de Huincul entre los  $69^{\circ}$ - $69^{\circ}30'$  Oeste y  $38^{\circ}35'$ - $38^{\circ}55'$  Sur, ubicada inmediatamente al Norte de la ciudad de Cutral Co y al Sur de la localidad de Sauzal Bonito.

A partir de la combinación de imágenes satelitales Landsat y de la hoja geológica 3969 I, se hizo un reconocimiento de las distintas unidades aflorantes en el área de estudio. Se realizó un mapa temático de los depósitos del Cretácico Superior, Pleistoceno y Holoceno. Se levantaron dos columnas estratigráficas, y se hizo un mapa temático más detallado de las secuencias sedimentarias aflorantes. Además, se contó con seis volúmenes sísmicos de amplitud de la zona de estudio, con sus respectivas informaciones de pozos, las cuales incluía sus legajos y registros eléctricos. Se interpretó el nivel más superficial observado en las secciones sísmicas 3D. Se realizó la interpretación estructural de las principales fallas, y se elaboraron mapas isócronos y de atributos.

El análisis permitió, reconocer tres tipos de terrazas principales sobre los depósitos Mesozoicos. A partir del análisis de subsuelo se determina la existencia de dos familias de fallas principales con orientación NNO-SSE y ENE-OSO relacionadas a la etapa de *rift*. Las primeras forman un sistema de fallas en échelon, los cuales presentan la misma orientación del sistema de fallas normales de basamento de rumbo NO. La segunda familia de fallas ENE-OSO, está presente en el sector occidental central del área. Estas fallas están vinculadas con la orientación de las fallas del basamento de la Dorsal de Huincul. En los mapas isócronos se pudieron reconocer las fallas de mayor importancia en el área. No se ha podido reconocer ninguna evidencia en superficie que se asocie con las fallas observadas y que indique la presencia de deformación neotectónica

**Palabras claves:** Dorsal de Huincul, depósitos sedimentarios, sísmica, fallas, Formación Centenario.

## Abstract

The objective of this work is to describe and interpret the structural configuration from surface and subsurface data, and evaluate the possible incidence of some structure during modern deformations in the study area. The area is located to the North of the Huincul high between  $69^{\circ}$  - $69^{\circ} 30'$  West and  $38^{\circ} 35'$ - $38^{\circ} 55'$  South, located immediately close to the North of the city of Cutral Co and to the South of the town of Sauzal Bonito.

From the combination of Landsat satellite images and geological map 3969 I, a recognition of the different outcropping units in the area of study has been made. This allows us to make a thematic map of the Late Cretaceous, Pleistocene and Holocene repositories. Two stratigraphic columns were made, and leading to a more detailed thematic map of the different sedimentary units. In addition, it was used six seismic volume of amplitude of the studied area, with their respective well information, which included their files and electrical records. The shallowest level of 3D seismic sections

was interpreted. The structural interpretation of the main faults was carried out and Isocron thickness and attribute maps were prepared.

The analysis allowed to recognize three main types of terraces on the Mesozoic deposits. From the subsoil analysis, the existence of two main fault families with orientation NNW-SSE and ENE-WSW related to the rift stage is determined. The first, form a system of faults in échelon, which present the same orientation of the normal basement fault system of strike NW. The second family of ENE-WSW faults is present in the central western sector of the area. These faults are related to the orientation of the faults in the basement of the Huincul High. In isochronous maps, the most important faults in the area could be recognized. It has not been possible to recognize any surface evidence that is associated with the observed faults and that indicates the presence of neotectonic deformation.

**Keywords:** Huincul high, sedimentary deposits, seismic, faults, Centenario Formation.

## **Agradecimientos:**

En primer lugar, quiero agradecerle a mi director el Lic. Gustavo Vergani y a mi co-director el Lic. Andrés Molina por apoyarme, guiarme, brindarme su conocimiento y su tiempo durante toda la carrera especialmente durante el trabajo final.

A los jurados de este trabajo la Lic. Sheyla Iglesias, el Dr. Martín Turienzo y la Dra. Manuela Mazzitelli, quienes se han tomado su tiempo para corregir el trabajo y han realizado una revisión crítica y aportes que me han permitido mejorar este trabajo.

A la Universidad Nacional del Comahue que me ha dado la posibilidad de estudiar y formarme como profesional.

A la Subsecretaria de Energía, Minería e Hidrocarburos de la Provincia de Neuquén, la cual brindo la información sísmica y de pozo para la realización de este trabajo.

A la Lic. Sheyla Iglesias por brindarme su conocimiento en el programa de sísmica, y darme la posibilidad de solicitar la información a la Subsecretaria de Energía, Minería e Hidrocarburos de la Provincia de Neuquén

Al Dr. Andrés David Richard y al Dr. Carlos Costa quienes me han brindado su apoyo y conocimiento en el análisis Neotectónico.

A mis amigos y compañeros de la facultad que me acompañaron y apoyaron durante todo este tramo. A Fernando Flores, por brindarme su tiempo para ayudarme con los programas.

A mi familia que me apoyo y me acompaño desde el primer día, haciendo que todo sea más fácil.

A mi novio por darme siempre su apoyo y su tiempo principalmente para acompañarme al campo y poder realizar mis análisis para este trabajo.

# ÍNDICE

|   |    |
|---|----|
| 1. INTRODUCCIÓN .....   | 5  |
| 1.1 Área de estudio.....  | 5  |
| 1.2 Fundamentos de estudio .....  | 6  |
| 1.3 Objetivos generales .....   | 7  |
| 1.3.1 Objetivos específicos.....  | 8  |
| 1.4 Metodología .....   | 8  |
| 1.5 Antecedentes .....  | 9  |
| 2. MARCO GEOLÓGICO .....  | 10 |
| 2.1 Reseña geológica.....   | 10 |
| 2.1.1 Estratigrafía de la zona de estudio.....  | 15 |
| 2.1.2 Evolución tectónica.....  | 17 |
| 2.1.3 Rasgos estructurales asociados a la Dorsal de Huincul.....                        | 19 |
| 2.1.4 Neotectónica.....   | 21 |
| 3. DESARROLLO .....   | 23 |
| 3.1 Análisis a partir de datos superficiales .....                                      | 23 |
| 3.1.2 Análisis de campo .....   | 27 |
| 3.1.3 Descripción de los sectores analizados y el análisis de facies sedimentarias..... | 28 |
| 3.2 Análisis a partir de datos de subsuelo .....  | 34 |
| 3.2.1 Análisis e interpretación de datos sísmicos .....                                 | 34 |
| 3.2.2. Análisis estructural al Tope de la Formación Centenario .....                    | 52 |
| 3.2.3 Mapas isócronos .....   | 56 |
| 4. CONCLUSIÓN .....   | 58 |
| 5. BIBLIOGRAFÍA.....  | 58 |
| 6. ANEXO.....   | 67 |
| 6.1 Correlación sísmica- pozo.....  | 67 |
| 6.2 Sección sísmica .....   | 74 |

## 1. INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina se localiza en el sector centro oeste de la Argentina, principalmente en la provincia de Neuquén, abarcando el sursudoeste de la provincia de Mendoza, el noroeste de la provincia de Río Negro, y el sudoeste de la provincia de la Pampa. Cubre un área de más de 120.000km<sup>2</sup>, con más de 7.000 metros de espesor de depósitos volcánicos y sedimentarios.

La cuenca Neuquina se puede dividir en seis regiones morfoestructurales: Faja Plegada y Corrida, Alto de los Chihuidos, Fosa de Loncopué, Engolfamiento, Dorsal de Huincul y Plataforma Externa (Fig.1).

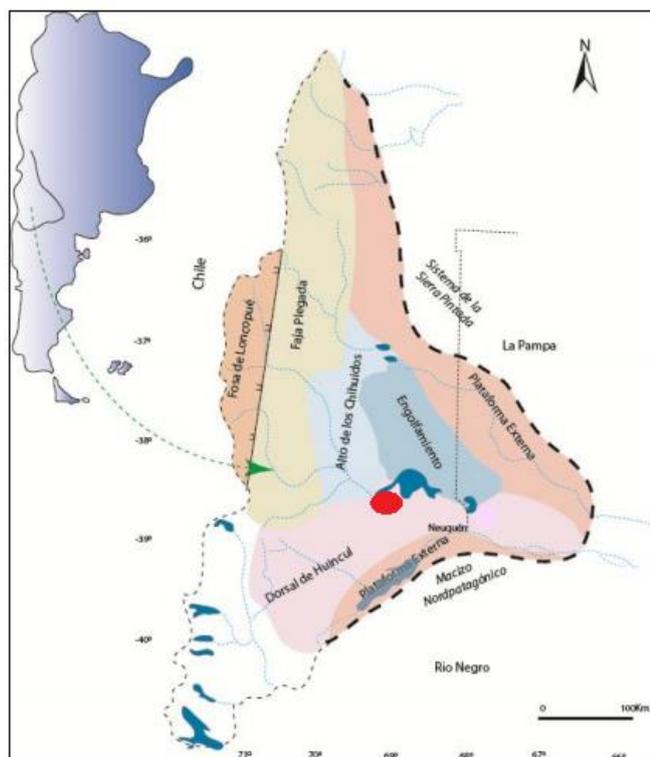


Fig. 1. Mapa de ubicación de la cuenca Neuquina y de las regiones morfoestructurales. Posición del área de estudio (Modificado de Sales *et al.*, 2014).

El área de estudio se concentra al norte de la Dorsal de Huincul. Dicha Dorsal constituye un lineamiento estructural con una orientación E-O, cuya evolución tectónica estuvo regida por la anisotropía del basamento y la dinámica del margen convergente del Pacífico.

### 1.1 Área de estudio

El área de estudio se encuentra al Noreste de la provincia de Neuquén aproximadamente a los 38° 36' - 38° 55' Sur y 68° 28' - 68° 59' Oeste, al Norte de la localidad de Cutral Có. La zona de interés se encuentra al Oeste de Embalse Los Barreales y Sierras Barrosa, al Este de la Sierra de Portezuelos, y al Sur de la localidad de Sauzal Bonito (Fig.2). Es una zona de interés por poseer actividad petrolera de tipo convencional en la parte sur del área, relacionada a la zona productiva del Norte de la Dorsal de Huincul.

El área de estudio es de aproximadamente 1.400 Km<sup>2</sup>. La vía de acceso principal desde la ciudad de Neuquén es a través de la Ruta Nacional 22 hasta la ciudad de Cutral Có, se continúa por la Ruta Provincial 17 o por la Ruta Provincial 10 hasta el área de estudio.

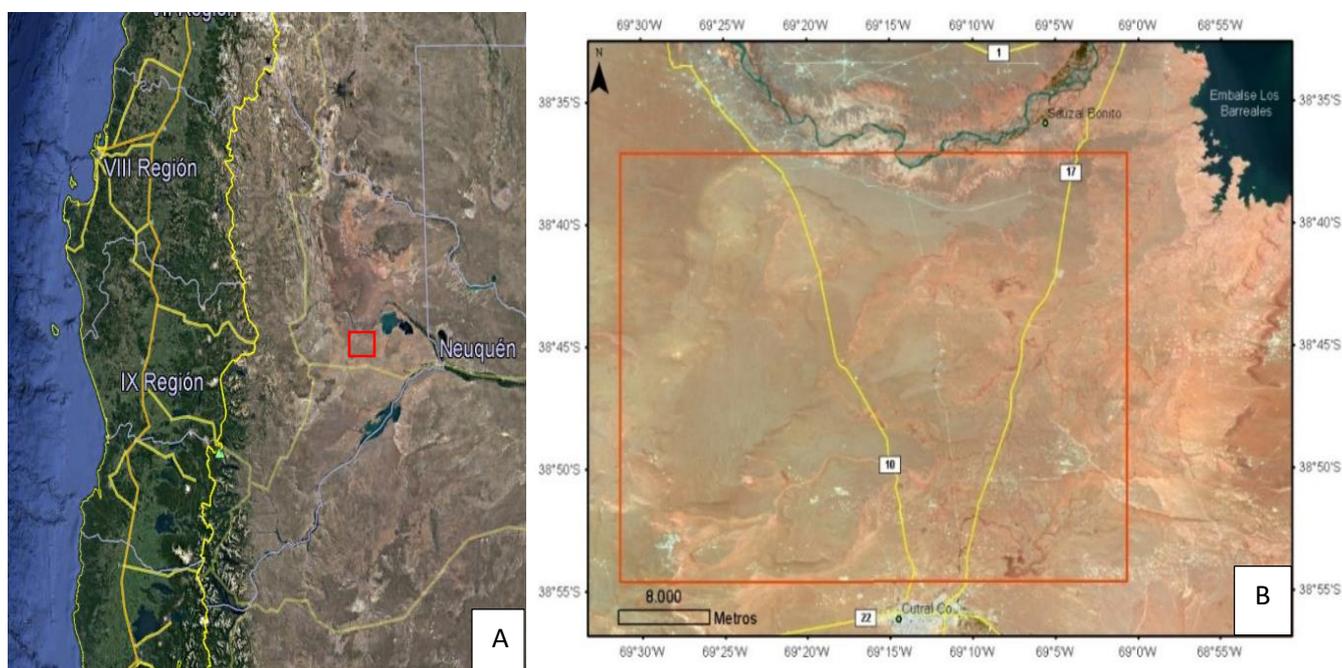


Fig.2. Ubicación del área de estudio. A) Imagen satelital centrada en la Provincia de Neuquén, marcando la zona de interés. B) Imagen recuadrada con la zona de interés y con las vías de acceso hacia la misma.

## 1.2 Fundamentos de estudio

El estudio geológico en la región propuesta persigue determinar la configuración estructural en el área, y encontrar evidencias de neotectónica. Esto es, poder determinar en superficie elementos geomorfológicos o estructurales que indiquen actividad sísmica cuaternaria. Se trata de poner en evidencia rasgos geológicos en el terreno que reflejen movimientos sísmicos recientes (en términos de tiempo geológico) ocurridos en el subsuelo, que hayan dejado marcas medibles y mapeables en superficie.

La región ha experimentado importantes crisis climáticas durante el Pleistoceno, generando variación en el modelado del paisaje. Su eventual relación con procesos tectónicos puede resultar compleja, cuyo adecuado estudio excede los objetivos de este trabajo. No obstante, el esfuerzo principal ha sido dedicado a reconocer marcadores geométricos areales de la deformación, que puedan preservar deformaciones volumétricas en la superficie. En la región, los elementos más promisorios, además del drenaje, corresponden a superficies relacionadas a procesos agradacionales, como terrazas aluviales. También superficies vinculadas a procesos erosivos como pedimentos, de amplia distribución según la cartografía regional. Se ha prestado especial atención a disposiciones consideradas anómalas respecto a la inclinación o actitud original de estos elementos.

En base a Burbank y Anderson (2001) y Costa *et al.* (2009), se realizó la tabla 1, explicando los distintos tipos de marcadores de deformación.

| MARCADORES DE DEFORMACIONES NEOTECTÓNICAS |  |
|---|--|
| Marcadores puntuales                      | Anomalías en el drenaje (variaciones en el diseño de los ríos, ríos desviados, variación en incisión de los ríos, variación en el rumbo de los ríos, inversión en el patrón de drenaje de los ríos.) |
| Marcadores lineales                       | Escarpas de falla, cauces de ríos, alineación de vegetación y de vertientes, etc.  |
| Marcadores planares                       | Superficie de erosión, , pedimento, colada basáltica, dislocación de niveles aluviales y terrazas  |

Tabla 1. Indicadores y marcadores de la deformación neotectónica.

Si bien la búsqueda de marcadores puntuales o lineales de la deformación fue utilizada en el análisis de imágenes aéreas, se ha prestado atención principalmente a evidencias indirectas de deformación neotectónicas, expresadas por ejemplo en modificaciones recientes del paisaje, cambios dinámicos de la red de drenaje en relación con alteraciones del perfil longitudinal de cauces, etc.

El contexto sismotectónico de la cuenca Neuquina sugiere que de existir estructuras con actividad neotectónica en la zona de interés, las tasas de actividad de las mismas ( $< 0.1$  mm/a) deben ser seguramente menores que las tasas de los procesos erosivos o agradacionales con los que interactúan. Para Costa *et al.* (2006) la baja tasa de actividad ( $< 0,1$  mm/a) lleva a que las estructuras con actividad neotectónica no alcancen a imponerse sobre los agentes exógenos y así imprimirle al paisaje su expresión superficial. Normalmente el estudio de neotectónica es usado en regiones de la Cordillera Andina donde la actividad sísmica por terremotos o acción volcánica deja marcas muy evidentes en la superficie, muchas veces fácilmente detectables al encontrar fallas, pliegues o anomalías en la red de drenaje por efecto de ellas.

La zona propuesta para el presente trabajo carece de antecedentes de estudios de neotectónica dado que es un área alejada de las zonas geológicas más activas y por lo tanto es considerada sin riesgo, razón que muchas veces lleva al pensamiento de la ausencia de movimientos que dejen marcas en superficie. Esto implica, desconocer si hay verdaderamente evidencias naturales de actividad, lo cual justifica su estudio.

La aplicación de los estudios se basa en la necesidad de ampliar el intervalo de observación provisto por los catálogos sísmicos. En regiones de moderada o baja intensidad esto toma mayor relevancia por la recurrencia de eventos sísmicos con ruptura en superficie.

### 1.3 Objetivos generales

El principal objetivo de este trabajo es describir e interpretar la configuración estructural de un sector al Norte de la Dorsal de Huincul, mediante el análisis geológico detallado de superficie y subsuelo, y evaluar la posible incidencia de alguna estructura durante deformaciones modernas.

### 1.3.1 Objetivos específicos

- Procesar y analizar imágenes satelitales, para identificar las distintas unidades presentes en el área.
- Realizar dos columnas de las secuencias estratigráficas, a escala 1: 200, para reconocer más detalladamente la distribución de los depósitos sedimentarios aflorantes.
- Elaborar mapas estratigráficos de las unidades geológicas reconocidas.
- Correlacionar información sísmica y de pozo.
- Identificar a través de la información de pozo los distintos niveles, para así poder interpretar en todos los volúmenes sísmicos el nivel más superficial.
- Interpretar las principales fallas y discontinuidades, que afectan al nivel superficial.
- Confeccionar mapas isócronos, para identificar la disposición de fallas.
- Analizar la geometría y el desarrollo de las fallas.
- Analizar si las fallas reconocidas llegan a superficie y producen alguna deformación neotectónica.

### 1.4 Metodología

Para la realización del análisis de deformación neotectónica (Fig.3) al norte de la Dorsal de Huincul, se requirió de revisión de bibliografía estratigráfica, estructural y sísmica de la zona de estudio. Se descargaron de imágenes satelitales a través de USGS Earth Explorer, y de modelos digitales de elevación del Instituto Geográfico Nacional. Se procesaron dichas imágenes a través del ArcMap y GlobalMapper.

Se realizaron 4 salidas de campo al área de estudio, permitiendo el reconocimiento de las distintas unidades aflorantes. En gabinete a partir de la información adquirida en el campo, se realizaron perfiles estratigráficos de distintas zonas del área de estudio con el *software* Adobe Illustrator y mapas con el programa ArcMap, mostrando la distribución espacial de las unidades presentes.

Se realizó la interpretación sísmica en el *software* OpendTect. Se cargaron los cubos sísmicos y pozos, una vez cargado los pozos, se correlacionaron los datos de sísmica (tiempo) con los datos de pozo (profundidad). Esto permitió identificar y extrapolar los diferentes pases formacionales identificados en los pozos, en toda el área de estudio. Una vez realizada la correlación, se interpretó el horizonte más superficial correspondiente a cada cubo sísmico. Luego, se calculó el atributo sísmico *Similarity*, el cual permitió reconocer fallas y discontinuidades que llegan hasta los niveles más superficiales del cubo, permitiendo definir el estilo estructural del sector estudiado. Una vez realizada la interpretación de los niveles de interés y de las discontinuidades que afectan a los mismos, se generaron mapas isócronos.

Se cargaron los cubos sísmicos y los pozos en el programa Andino3D, para correlacionarlos con el modelo digital de elevación y la imagen satelital del área de estudio.

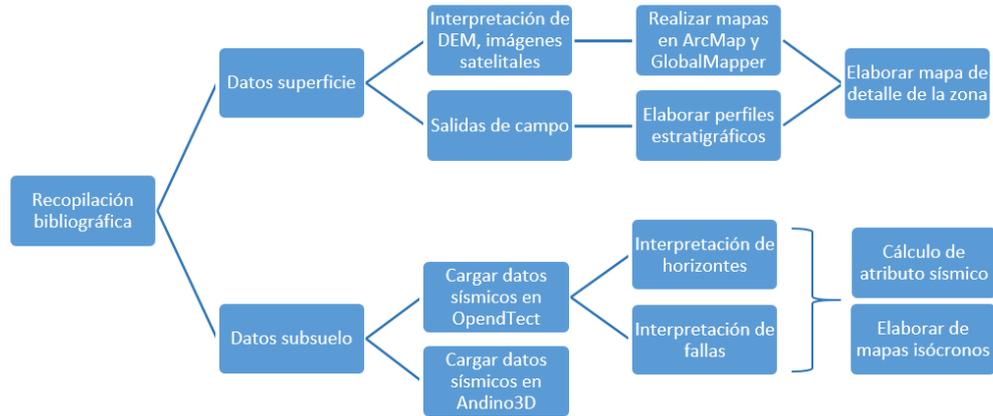


Fig.3. Flujo de trabajo para el análisis de deformación neotectónica en superficie

### 1.5 Antecedentes

En la década del 40 la actividad exploratoria de YPF permitió descubrir los yacimientos Cutral C6 (1950); Cerro Bandera (1952) y El Sauce (1955). En 1940 YPF comenzó a realizar los primeros pozos (NL.x-1; NL.x-2; NL.x-10) en el sector sur del área. En 1950 continuó con los pozos (CP-1; AV.x-1; NL-10; NL-13) en sectores más centrales. En 1960 Esso descubrió gas en Barrosa Norte (BN x-1) y realizó el primer pozo en el área de estudio (SP.x-4). En la zona se continuó con la producción hasta mediados del 2012.

Malecky y González (1986) realizaron estudios geológicos y geotécnicos de las rocas, para el proyecto hidroeléctrico de Chihuidos sobre el Río Neuquén. Pudieron determinar la litología de los depósitos aflorantes del Cretácico Superior correspondientes al Grupo Rayoso y Grupo Neuquén. Más adelante, el trabajo de Silveira (1991), se basó en prospección geofísica en el marco del estudio de Prefactibilidad para el Aprovechamiento Hidroeléctrico de Chihuidos II sobre el Río Neuquén, aplicando una combinación de los métodos de sísmica de refracción y geoelectrónica, para lo cual previamente se desarrolló una descripción de los depósitos sedimentarios de la planicie de inundación.

Posteriormente, la Dirección Provincial de Minería realizó el Boletín N°1 “Geología y Recursos Naturales del Departamento de Confluencia”, a cargo de Danderfer y Vera (1992), con el objetivo de recopilar información acerca de los depósitos sedimentarios, geomorfología, estructuras correspondientes al Departamento de Confluencia. Se elaboró la Carta Geológica y de Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén con escala 1: 200.000.

Más adelante, Hugo y Leanza (2001) realizaron la Hoja Geológica 3969-I, ZAPALA, 1:250.000, mapeando las unidades aflorantes del Grupo Neuquén de interés para este estudio. Basados en relaciones estratigráficas la Formación Huincul queda comprendida entre el Cenomaniano superior y Turoniano inferior, mientras que a la Formación Cerro Lisandro la situaron entre el Turoniano medio- superior.

Se hicieron estudios de alteración y mineralización de Cu en depósitos sedimentarios del Grupo Neuquén (Fernández Aguilar, 1945; Granero Hernández y Schmid, 1956; Pons *et al.*, 2009; Giusiano *et al.*, 2009; Pons *et al.*, 2014). Garrido, (2010) describió en detalle las unidades aflorantes del Grupo Neuquén. Se realizaron estudios de la composición mineralógica y textural de las arcillas rojas del Grupo Neuquén (Pettinari y Giusiano,

2011), se caracterizaron los depósitos sedimentarios de la Formación Huincul (Pons *et al.*, 2011), y se explicó el modelo de depositación de la Formación Cerro Lisandro (Sánchez y Asurmendi, 2014).

Los estudios estructurales en el área, estuvieron a cargo de Maretto y Pángaro, (2005), quienes analizaron la evolución de las grandes estructuras en el ámbito del Engolfamiento Neuquino, entre ellas Sierra Barrosa y Alto de Sauzal Bonito/Loma La Lata. Con posterioridad Pángaro *et al.* (2006), postularon la ausencia total de inversión tectónica basados en información sísmica de Sierra Barrosa. Silvestro y Zubiri, (2008), realizaron un nuevo modelo estructural alternativo de convergencia oblicua para la dorsal Neuquina (39°S) en el que se explica la distribución y orientación de las zonas compresivas y transcurrentes, y su evolución en el tiempo. Pángaro *et al.* (2009), mostraron la evolución y el control que tiene el *synrift* de la Dorsal de Huincul sobre la estratigrafía y estructura del área. Messenger, *et al.* (2010), distinguieron los distintos depósitos Plio-Cuaternarios de la zona, y evaluaron la conservación del régimen tectónico compresivo en el Plio-Cuaternario.

En cuanto a los estudios sísmicos de la zona, se desarrollaron trabajos finales de “Interpretación Sísmica del Proyecto 3D Las Tacanas-Chasquivil (Anci Araniti, 2012; Segura y Ortega, 2015). El último trabajo realizado en la zona se basa en el análisis sismológico, el que tiene como objetivo principal determinar la sismicidad base en la región de Añelo (Correa-Otto y Nacif, 2017).

## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 Reseña geológica

La Cuenca Neuquina, está ubicada en el sector centro-occidental de nuestro país, abarcando casi la totalidad de la provincia del Neuquén, el sector occidental de las provincias de Río Negro, La Pampa y la porción suroccidental de la provincia de Mendoza.

Es un depocentro subandino localizado en el margen sur de Sudamérica, con aproximadamente 7.000 m de sedimentos jurásicos y cretácicos. Su historia deposicional es una sucesión cíclica de eventos marinos alternantes con etapas de continentalización (Arregui *et al.*, 2011). Su relleno sedimentario comienza con depósitos Triásicos Tardío a Cuaternarios sobre un basamento de edad Permo- Triásico (Gulisano *et al.*, 1984a) Fig.4.

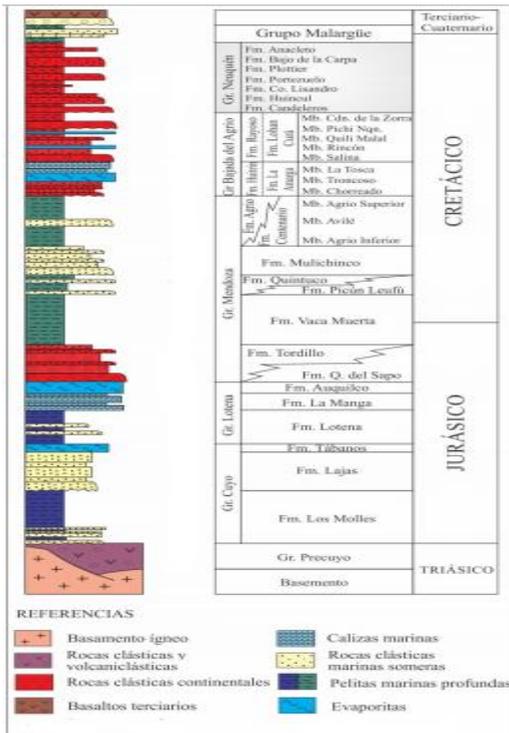


Fig.4. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Neuquina (de Rainoldi, 2015).

La configuración y relleno de esta cuenca involucra al menos tres etapas evolutivas. Durante la primera etapa (Triásico Tardío, Jurásico Temprano), se produce la configuración inicial de la cuenca, cubierta por la acumulación de materiales volcánicos y volcanoclásticos (Grupo Precuyo). Durante la segunda etapa (Jurásico Temprano a Cretácico Inferior), comienza a desarrollarse un arco volcánico hacia el borde occidental de Gondwana (Dalziel *et al.*, 1987; Kay *et al.*, 1989), generando importantes cambios tectónicos y del nivel de base, que provocaron un marcado control en la distribución de facies y geometría de las unidades (Zavala y González, 2001). Se integra por depósitos marinos y continentales progradantes de naturaleza predominantemente clástica (grupos Cuyo y Lotena). La tercera etapa (Cretácico Inferior a la actualidad) se compone por una espesa sucesión marina y continental de los grupos Mendoza y Bajada del Agrio. Los cambios en el nivel del mar, y en menor medida la actividad tectónica controlaron el desarrollo de los ciclos internos durante esta etapa (Gulisano *et al.*, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

Durante la primera etapa (Triásico Tardío, Jurásico Temprano), la cuenca estaba relacionada a un sistema de *rift*, que dio origen a grábenes, hemigrábenes. El margen sudoeste de Gondwana estuvo sujeto a una tectónica extensional, vinculada a procesos superpuestos tales como la disgregación del supercontinente Pangea (Ramos, 2010).

El estiramiento cortical, controlado por la fábrica del basamento, dio origen a una serie de depocentros, sobre los que se depositaron secuencias piroclásticas, volcanoclásticas, clásticas del Ciclo Precuyano (Fig.5) (Gulisano, 1981). En la base se encuentra la discordancia Supratriásica (Gulisano *et al.*, 1984b) entre el basamento cristalino de la Cuenca Neuquina y el relleno sedimentario.

La transición de la etapa de *rift* a la etapa de subsidencia térmica regional (o *sag*) comienza en el Toarciano Inferior y culmina hacia el Toarciano Superior (Pángaro *et al.*,

2009). Durante este período la extensión deja de estar vinculada a fallamiento activo y empieza a estar controlada por subsidencia térmica generalizada (Turic *et al.*, 1987) De forma sincrónica con la transición de la etapa de *sinrift* a *postrift*, durante la cual se produce la unificación de los depocentros aislados, se inicia la depositación del primer ciclo sedimentario marino en la cuenca Neuquina el “Ciclo Cuyano” (Arregui *et al.*, 2011).

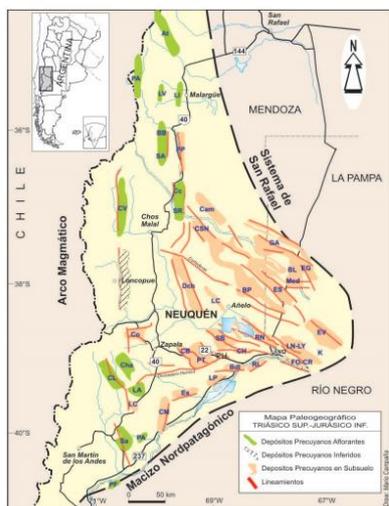


Fig.5. Ubicación de los depósitos precuyanos en Subsuelo y los lineamientos (Carbone *et al.*, 2011).

El Grupo Cuyo constituye la primera ingresión marina del Jurásico Inferior proveniente desde el borde Pacífico. Cubre la cubeta neuquina con un conjunto de rocas clásticas, representadas por pelitas de ambientes marinos distales de la Formación Los Molles (Weaver, 1931), en cuya base se encuentra la discordancia regional Intraliásica (Gulisano *et al.*, 1984b) que los separa los depósitos precuyanos.

Cubriendo a la Formación Molles se disponen sedimentos clásticos litorales de la Formación Lajas (Weaver, 1931), depósitos continentales de la Formación Challacó (de Ferrarís, 1947) y de la Formación Punta Rosada (Digregorio, 1972). Culmina el ciclo cuyano un evento evaporítico de la Formación Tabanos (Groeber *et al.*, 1953).

Durante la depositación de las unidades del Grupo Cuyo, existía una gran inestabilidad tectónica, evidenciado en la distribución de los espesores y facies a lo largo de la dorsal (Gómez Omil *et al.*, 2002).

En este período de tiempo (Jurásico Inferior) comenzó la estructuración vinculada a la Dorsal de Huincul (Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera, 2008; Pángaro *et al.*, 2009). Esta deformación, fundamentalmente compresiva, controla la erosión y sedimentación en las cercanías de dicha dorsal desde el Jurásico Inferior. Con posterioridad algunas reactivaciones con fuerte componente oblicua dextral también controlan las relaciones estratigráficas durante el Cretácico Superior bajo.

Hacia el Jurásico medio-tardío, las ingresiones y restricciones de esta conexión al mar llevaron al segundo ciclo sedimentario de relleno de la Cuenca (Arregui *et al.*, 2011), correspondiente al Grupo Lotena (Legarreta y Gulisano, 1989). El Grupo Lotena está constituido por areniscas y arcillas de un ambiente de plataforma marina somera de la

Formación Lotena (Weaver, 1931), depósitos carbonáticos de la Formación La Manga o Barda Negra en subsuelo, caracterizado por calizas arcillosas, y evaporitas producto de una nueva regresión en el Oxfordiano Superior, correspondientes a la Formación Auquilco (Weaver, 1931). En los niveles superiores de las evaporitas se registra la discordancia Intramalmica (Keidel, 1917), vinculada con continuidad de la deformación compresiva de la Dorsal de Huinul (Leanza, 2005).

A partir del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío se da lugar a una espesa sucesión marina y continental. Un nuevo ciclo de sedimentación correspondiente al Grupo Mendoza (Stipanovic y Rodrigo, 1968) suprayace en contacto discordante a los depósitos de la Formación Auquilco. Durante el Jurásico Superior, se produjo el alzamiento y reactivación del arco volcánico en el oeste y de la Dorsal de Huinul, lo que dio lugar a los depósitos clástico fluviales, eólicos y aluviales de la Formación Tordillo (Groeber, 1946).

En el límite Jurásico-Cretácico, los depósitos sedimentarios de calizas bituminosas y arcillas de la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931), y los niveles clástico-calcáreas de la Formación Quintuco (Weaver, 1931), representan la segunda máxima inundación de la cuenca. Este evento se ve interrumpido por la discordancia regional Intravalanginiana (Baldwyn, 1942), sobre la que se apoyan los sedimentos clásticos de la Formación Mulichinco (Weaver, 1931), en la que se reconocen tres miembros, uno inferior compuesto por depósitos eólicos, uno intermedio fluvial, uno superior marino.

La cuenca experimenta una nueva transgresión, en la que se deposita una sucesión de pelitas con intercalación de niveles carbonáticos y clásticos de la Formación Agrío (Weaver, 1931), la cual es equivalente hacia el este de la cuenca, a la Formación Centenario, integrada por una secuencia de sedimentos clásticos continentales a litorales. Coronando esta sucesión se encuentra el Grupo Bajada del Agrío (Méndez *et al.*, 1995), durante el Barremiano- Albiano. La cuenca se someriza, dando lugar al desarrollo alternante de evaporitas y depósitos clásticos continentales de la Formación Huitrín (Groeber, 1946) y la Formación Rayoso (Herrero Ducloux, 1946).

En el Cretácico Inferior alto, la cuenca se continentaliza y comienza a desarrollarse con características típicas de cuenca de antepaís, correspondiente a la tercera etapa tectónica. Se depositaron las rocas del Grupo Neuquén (Stipanovic y Rodrigo, 1968), compuesto por arcillitas y areniscas rojo-violáceas continentales, conformado por el Subgrupo Río Limay (de Ferrariis, 1968), el Subgrupo Río Neuquén (de Ferrariis, 1968; Cazau y Uliana, 1973) y el Subgrupo Río Colorado (Cazau y Uliana, 1973). Dentro del Subgrupo Río Limay se incluye a las Formación Candeleros, y la Formación Huinul, cuyos depósitos se componen mayormente de areniscas cuarzolíticas, con alternancia de fangolitas y escasos horizontes conglomerádicos (Garrido, 2010). El Subgrupo Río Colorado, está conformado por depósitos fangolíticos y arenosos de la Formación Cerro Lisandro, Formación Portezuelo, Formación Los Bastos, Formación Sierra Barrosa y la Formación Plottier. Finalmente termina la sucesión sedimentaria del Grupo Neuquén con una alternancia de fangolitas, areniscas cuarzolíticas y conglomerados polimícticos del Subgrupo Río Colorado, con la Formación Bajo de la Carpa, y la Formación Anacleto.

A fines del Cretácico Superior y comienzo del Paleógeno, se da lugar a la primera transgresión proveniente del Océano Atlántico, depositando limoarcillitas verdosas y

amarillentas intercaladas con arenas calcáreas blanquecinas y evaporitas del Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé, 1981) sobre la discordancia Huantráiquica (Méndez *et al.*, 1995), poniendo en contacto el Grupo Neuquén y el Grupo Malargüe.

Durante el Cretácico Superior y Cenozoico, el sector occidental de la cuenca es deformado en episodios discretos vinculados a sucesivas variaciones en el ángulo de subducción que también controlan la posición del arco volcánico y por ende la distribución de volcanitas (Muñoz *et al.*, 2000; Folguera *et al.*, 2002; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006). El sector oriental, en cambio, funciona como receptor de depósitos de antepaís y como zona de tránsito de sedimentos (Folguera *et al.*, 2002).

Durante el Cenozoico, ocurrieron importantes deformaciones dando lugar a la configuración actual de la Cordillera de los Andes. El plegamiento de las rocas estuvo acompañado de gran participación volcánica e intrusiones basálticas. Durante el Pleistoceno inferior a medio se desarrollaron episodios fluvio-glaciares y efusiones de basaltos olivínicos, tufitas e ignimbritas. En el Holoceno, el relleno de la Cuenca Neuquina se compuso principalmente con depósitos de conglomerado, gravas, arenas, rodados mezclados con arenas, producto de depósitos eólicos, fluviales y remoción de masa.

En la actualidad la deformación andina se concentra en el sector del límite argentino-chileno y está representada tanto por zonas compresivas como por zonas de colapso con depocentros aislados intramontanos (Folguera *et al.*, 2005 y 2006).

### 2.1.1 Estratigrafía de la zona de estudio

Los depósitos aflorantes en el área de estudio están conformados por unidades sedimentarias del Cretácico Superior, Pleistoceno y Holoceno (Fig.6).

| ERA       | SISTEMA     | EDADES      | UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS                            |                      |                          |
|-----------|-------------|-------------|---|----------------------|--------------------------|
| CENOZOICO | CUATERNARIO | Holoceno    | Depósitos aluviales actuales                            |                      |                          |
|           |             |             | Depósitos aluviales y coluviales                        |                      |                          |
|           |             |             | Depósitos fluviales y eólicos                           |                      |                          |
|           |             |             | Depósitos de bajos                                      |                      |                          |
|           |             | Pleistoceno | Depósitos que cubren superficies pedimentadas de flanco |                      |                          |
|           |             |             | Depósitos que cubren el II nivel de pedimentos          |                      |                          |
|           |             |             | Depósitos del V nivel de terrazas del Río Neuquén       |                      |                          |
|           |             |             | Depósitos del II nivel de terrazas del Río Neuquén      |                      |                          |
|           |             |             | Formación Agua de la Caldera                            |                      |                          |
|           |             |             | Depósitos que cubren el I nivel de pedimentos           |                      |                          |
| MESOZOICO | CRETÁCICO   | Superior    | Grupo Neuquén   | Subgrupo Río Neuquén | Formación Portezuelo     |
|           |             |             |   | Subgrupo Río Limay   | Formación Cerro Lisandro |
|           |             |             |   |                      | Formación Huincul        |
|           |             |             |   |                      | Formación Candeleros     |

Fig.6.Columna estratigráfica de los depósitos sedimentarios aflorantes en el área de estudio.

#### Secuencia cretácica

La secuencia estratigráfica del Cretácico Tardío, es una secuencia continental- fluvial de amplia extensión areal compuesta por depósitos de areniscas y fangolitas rojas del Grupo Neuquén (Doering, 1882), correspondientes a las formaciones Candeleros definida por Keidel (en Wichmann, 1927), Huincul establecida por Keidel (en Wichmann, 1927), Cerro Lisandro identifica por Herrero Ducloux (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) y a Portezuelo establecida por Keidel (en Wichmann, 1927).

Las formaciones Candeleros y Portezuelo, tienen una extensión muy reducida en el área, están constituidas principalmente por componentes clásticos, areniscas cuarzolíticas y grauvacas. Los depósitos de la Formación Huincul y la Formación Cerro Lisandro tienen una extensión mayor. La Formación Huincul se compone principalmente de grandes paquetes de areniscas cuarzolíticas amarillentas, e intercalados con delgados niveles de fangolitas rojas. Las facies finas están dominadas por estratificación entrecruzada planar

mientras que las más gruesas dominan estratificación entrecruzada en artesa. En la sección media de la Formación Huincul existe la mineralización de cobre en los depósitos de arena (Pons *et al.*, 2011). La Formación Cerro Lisandro se dispone en concordancia sobre la Formación Huincul, está constituida principalmente por bancos de fangolitas rojas violáceas, e intercaladas con limolitas y bancos de arena de grano medio con estratificación entrecruzada. Tanto los depósitos de la Formación Huincul como los de la Formación Cerro Lisandro inclinan 4-6° hacia el noreste.

En la zona, los depósitos del Grupo Neuquén presentan impregnación de bitumen en las sedimentitas junto a los minerales de Cu. La mineralización es epigenética y rellena la porosidad secundaria de las areniscas permeables (Pons *et al.*, 2009). Consiste en calcosina con carbonatos, silicatos, cloruros, sulfatos y óxidos de Cu supergénicos siempre asociados a bitumen. Esta asociación sugiere que el sulfuro de Cu precipitó en la interfase fluido/hidrocarburo. La decoloración regional que presentan las areniscas del Grupo Neuquén, sugiere que un gran volumen de salmueras e hidrocarburos circularon a través de los estratos cretácicos y pudieron precipitar considerable cantidad de sulfuros de Cu. (Giusiano *et al.*, 2009). Debido al escape de fluidos (hidrocarburos + aguas de formación) por la ruptura de sellos, se observan impregnaciones de bitumen en los niveles permeables del Grupo Neuquén (Pons *et al.*, 2014).

#### Secuencia pleistocena

Los depósitos del Grupo Neuquén, en el área de estudio se encuentran cubiertos por depósitos del Pleistoceno inferior, Leanza *et al.* (2001) los describen como depósitos que cubren el primer nivel de pedimentos, las cuales biselan principalmente a las unidades del Cretácico sobre las que se depositaron y el material transportado por la acción fluvial (Leanza *et al.*, 2001). Estas superficies de erosión y transporte están compuestas predominantemente por conglomerados y gravas con clastos subredondeados cuarcíticos de un tamaño medio y arenas subconsolidadas. Estos materiales son de proveniencia local, ya sea de las unidades infrayacentes biseladas o de la escarpa de erosión que limita estos niveles en su zona proximal (Leanza *et al.*, 2001).

Durante el Pleistoceno medio, se da lugar a depósitos de areniscas grises de grano fino, entre las que se intercalan finas capas de limolitas rojizas, y conglomerados correspondientes a la Formación Agua de la Caldera definida por Ardolino y Franchi (1996). Han sido depositada en un ambiente fluvial dado el desarrollo de canales y llanuras de inundación (Leanza *et al.*, 2001).

En el Pleistoceno superior se han registrado episodios de acumulación y episodios de erosión. Los episodios de acumulación están vinculados a depósitos del II y V nivel de terrazas del río Neuquén, en tanto que los episodios de erosión se relacionan con depósitos que cubren el II nivel de pedimentos y depósitos que cubren superficies pedimentadas de flanco, estos últimos vinculados con niveles de base locales.

Los depósitos del II y V nivel de terrazas del río Neuquén, están conformado por conglomerados clasto soportados polimícticos, gravas y arenas, los primeros constituidos principalmente por clastos subredondeados de volcanitas mesosilícicas a básicas, de colores generalmente oscuros. Estos depósitos de terrazas han sido elaborados principalmente en sedimentitas de las Formaciones Rayoso (fuera del área de estudio),

Candeleros, Huincul, Cerro Lisandro y Portezuelo, así como en distintas unidades sedimentarias del Cenozoico (Leanza *et al.*, 2001).

Los depósitos que cubren el II nivel de pedimentos, se encuentra en los principales bajos locales. Estas superficies de erosión y transporte biselan principalmente a las unidades infrayacentes sobre las que se depositan y el material transportado por la acción fluvial sobre estos planos forma delgados depósitos constituidos predominantemente por conglomerados, gravas y arenas subconsolidadas, cuyo espesor no supera los 2 metros. Hacia su parte distal pasan a depósitos aluviales o eólicos o a otra generación de superficies pedimentadas más jóvenes, a las que se denominan de flanco (Leanza *et al.*, 2001). Los depósitos sedimentarios que cubren superficies pedimentadas de flanco, se caracterizan por delgadas cubiertas aluvio-coluviales compuestas por conglomerados, gravas y arenas subconsolidadas (Leanza *et al.*, 2001). Los mismos se desarrollan sobre sedimentitas cretácicas como cenozoicas.

### Secuencia holocena

Los depósitos sedimentarios del Holoceno en el área de estudio, están conformados por:

- Depósitos de bajos, mallines y lagunas, los que presentan abundante acumulación de limos y arcillas.
- Depósitos fluviales y eólicos, conformado por sedimentos finos asociados con materiales de acarreo fluvial muy distal y probablemente con depósitos lacustres (Leanza *et al.*, 2001).
- Depósitos aluviales y coluviales, constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas. Los cuales se han sido dispersados tanto por cursos de agua permanente o semipermanente (aluvios) o por acción de la gravedad (coluvios).
- Depósitos aluviales actuales, constituidos de materiales detríticos transportados por los cursos fluviales que conforman los rellenos de sus cauces y planicies de inundación, compuestos principalmente por gravas, arenas y limos (Leanza *et al.*, 2001).

#### 2.1.2 Evolución tectónica

El área de estudio se encuentra dentro ámbito de la Dorsal de Huincul. Se trata de un rasgo morfo- estructural regional más sobresaliente desarrollado a los 39° de latitud Sur (Fig.7). Se extiende con una orientación general E-O, con estructuras fuertemente asimétricas y con vergencia predominante sur (Pángaro *et al.*, 2009).

La Dorsal de Huincul, se extiende por más de 250 km desde la zona del Cerro Chacaico al oeste, hasta las inmediaciones de General Roca al este. Prácticamente, divide a la cuenca Neuquina en dos sectores y genera un fuerte control en la erosión y sedimentación en su cercanía.

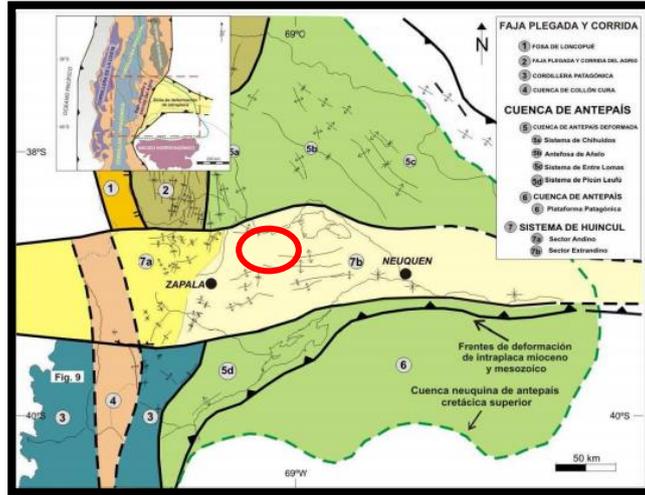


Fig.7. Ubicación de la dorsal de Huincul dentro de las unidades morfoestructurales de la Cuenca Neuquina. Área de estudio en círculo rojo (modificado de Mosquera *et al.*, 2011).

La evolución tectónica de la dorsal de Huincul estuvo regida por dos factores principales, las anisotropías del basamento y la dinámica del margen convergente pacífico. Durante la convergencia oblicua desde el NO entre la paleoplaca pacífica de Aluk y la placa Sudamericana se produjo la reactivación de una serie de corrimientos de edad pérmica inferior y de depocentros extensionales del Triásico superior – Jurásico inferior (Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera *et al.*, 2011). La convergencia oblicua, generada a partir de un campo de esfuerzos NO-SE dio lugar al desarrollo de diferentes dominios de deformación caracterizados por compresión pura, inversión por convergencia oblicua, transpresión y transcurrencia (Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera *et al.*, 2011).

Un segundo evento de deformación o estadio Farallón, se produjo en el Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano), asociado a una rotación antihoraria del campo de esfuerzos al Oeste-Este. El mismo generó una leve deformación en el sector axial y en el sector occidental del sistema de Huincul (Mosquera *et al.*, 2011). La Dorsal de Huincul operaba como un alto estructural generando hacia el sur una pequeña cuenca de carácter endorreico correspondiente a la Subcuenca de Picún Leufú (Garrido, 2000; Garrido, 2010).

Durante el Cretácico Tardío- Paleógeno, los eventos de deformación concentrados en el sector occidental estuvieron vinculados a las variaciones en el ángulo de subducción de la placa de Farallón, que provocó el inicio de la deformación compresiva y la inversión de estructuras de fallamiento normal preexistentes (Ramos y Folguera, 2005). La cuenca inicia su etapa de antepaís, con depositación de sedimentos continentales por la pérdida de conexión con el Océano Pacífico. Estos cambios se produjeron debido al incipiente levantamiento de los Andes asociado a la formación de la Faja Plegada y Corrida (Ramos, 1999; Scivetti, 2017). El desarrollo de la Faja Plegada y Corrida andina, de orientación norte-sur, sobre el margen oeste de la cuenca generó la deformación y exposición de afloramientos mesozoicos (Ramos y Folguera, 2005; Scivetti, 2017).

A partir de la depositación de la Formación Huincul y hasta la culminación de la depositación del Grupo Neuquén, la Dorsal de Huincul ya no conformaría un elemento divisorio importante dentro de la cuenca (Garrido, 2011).

Los terrenos elevados que conforman el límite austral (Macizo Nordpatagónico) y nororiental (Bloque de San Rafael y Bloque de Chadileuvú o Bloque de Las Mahuidas) de la cuenca, fueron fuentes potenciales de los sedimentos clásticos depositados en la cuenca Neuquina. El aporte sedimentario del Macizo Norpatagónico se encuentra restringido por la configuración centrípeta de las redes de drenaje establecidas en el centro de la cuenca para el Grupo Neuquén (Garrido, 2010). El aporte sedimentario del sector oeste está ligado al levantamiento de la Cordillera Principal Andina (Tunik *et al.*, 2010), provocando la erosión del arco magmático andino y de la faja plegada y corrida (Gómez *et al.*, 2017), debido a un cambio de la paleopendiente regional producto de la fase de deformación cretácica de los Andes, la cual vuelve a modificarse una vez que el orógeno se termina de estructurar (Di Giulio *et al.*, 2012).

Hacia el Mioceno Medio – Tardío tuvo lugar un segundo evento de deformación compresional en la Cuenca Neuquina. Este periodo coincidió con una importante somerización del ángulo de subducción, evidenciado por el desarrollo de volcanismo a 500 kilómetros desde la trinchera en el sector norte de la cuenca (Ramos y Folguera, 2005).

Estructuras cuaternarias diversas han sido observadas en la región, lo cual evidencia que la orogenia Andina continúa siendo activa en el área. Entre las posibles hipótesis, se ha propuesto la existencia de un régimen extensivo motivado por el aumento del ángulo de subducción se desarrolló durante el Plioceno – Pleistoceno, registrándose la máxima extensión horizontal, el desarrollo de importantes volcanes de intra-arco y la extrusión de grandes volúmenes de magma (Folguera *et al.*, 2008; Gianni *et al.*, 2012). Galland *et al.* (2007) y Messenger *et al.* (2010) sugieren una tectónica local bajo un campo de esfuerzos compresivos a partir de plegamiento y fracturación observado en las coladas provenientes del volcán Tromen y elevación de las terrazas del río Neuquén. Una tercera interpretación evalúa la coexistencia de ambos tipos de estructuras proponiendo desplazamientos laterales y un cierto grado de partición de la deformación (Backé *et al.*, 2006; Sagripanti *et al.*, 2012).

### 2.1.3 Rasgos estructurales asociados a la Dorsal de Huincul

La Dorsal de Huincul conforma un cinturón de deformación de intraplaca ortogonal al margen convergente pacífico, desarrollado a lo largo de la sutura entre la microplaca de Patagonia y el Gondwana Occidental (Mosquera *et al.*, 2011), es el resultado de una sumatoria de eventos de deformación con esfuerzos cambiantes a lo largo del tiempo, de extensivos a compresivos (Vergani *et al.*, 1995).

La evolución tectónica de la dorsal se vio afectada principalmente a un basamento altamente anisótropo (Mosquera y Ramos, 2006) y la interacción con el campo de esfuerzos regionales (Silvestro y Zubiri, 2008), los cuales provocaron que los eventos que afectaron a cada estructura sean diferentes.

La orientación particular de la Dorsal de Huincul, fue tradicionalmente explicada mediante dos modelos estructurales: inversión tectónica y transcurrencia (Silvestro y Zubiri 2008). Silvestro y Zubiri (2008), reconocen cuatro sectores: un sector occidental con predominio de lineamientos orientados al NE; un sector oriental caracterizado por lineamientos NO de tipo transcurrentes; un sector central en donde predominan

estructuras generadas por inversión oblicua con orientación E-O y un sector norte donde las estructuras desarrolladas son enteramente transcurrentes y de orientación NO (Fig.8).

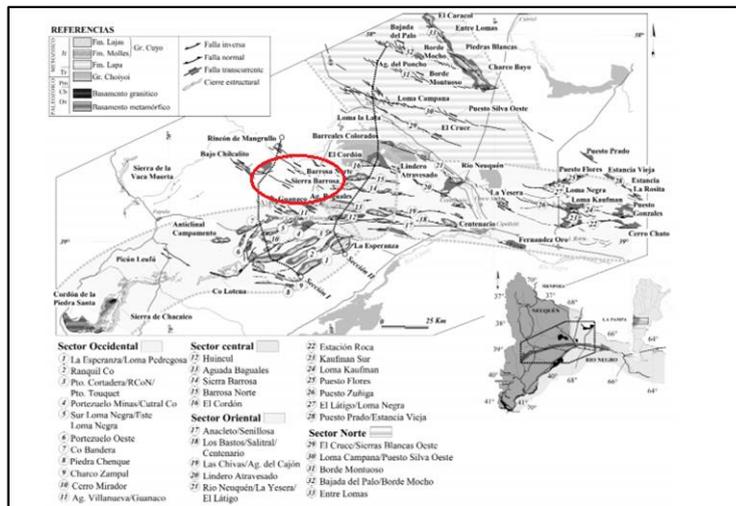


Fig.8. Lineamientos estructurales principales de subsuelo y afloramientos, relacionados a la dorsal neuquina. La elipse roja marca el área de estudio. Modificado de Silvestro y Zubiri, (2008).

En el presente trabajo solo se hará mención del sector central - oriental debido que nuestra área de interés se sitúa en dicho lugar, cuya estructura de deformación ha sido explicada a través de diversos modelos a lo largo del tiempo. Uno de los primeros modelos surge de Orchuela *et al.* (1981), Orchuela y Ploszkiewicz (1984) y Ploszkiewicz *et al.* (1984), quienes interpretaron esta estructura como producida por una zona de transcurrencia denominada falla de Huincul. Los pliegues pequeños y oblicuos al rumbo de la dorsal fueron considerados como pliegues de arrastre de un sistema dextrógiro, que en conjunto constituirían una estructura en flor positiva en territorio neuquino, la que hacia el este pasaría a una flor negativa dominada por estructuras extensionales, al cambiar el rumbo de la dorsal de noreste a este-oeste (Silvestro y Zubiri 2008). Vergani *et al.*, (1995), postularon que las estructuras principales de la Dorsal de Huincul eran producto de la inversión de hemigrábenes con orientaciones NO-SE a E-O. Silvestro y Zubiri (2008) explican la geometría y evolución de las estructuras a escala regional, en respuesta a la convergencia oblicua entre dos zonas con comportamiento mecánico contrastante, bajo un campo de esfuerzos NO-SE relacionado a la subducción oblicua de la placa Aluk bajo Sudamérica (Silvestro y Zubiri, 2008).

Silvestro y Zubiri, (2008) exponen que la deformación se concentró en la sutura de los terrenos de Patagonia y Gondwana occidental. Al sureste el Macizo Nordpatagónico, se habría comportado como un bloque rígido a modo de contrafuerte propagando la deformación generada por el esfuerzo, hacia la parte exterior del sistema. Al noroeste Gondwana, actuaba como un bloque fijo, con corteza altamente anisótropa producto de múltiples eventos colisionales paleozoicos (Mosquera, 2008). Posteriormente Cristallini *et al.* (2009) explican el desarrollo de fallas normales con orientación principalmente noroeste durante el Jurásico Superior y el Cretácico, en los bordes de hemigrábenes, producto del estiramiento de las capas ante la subsidencia diferencial del relleno de los hemigrábenes. Este hecho es explicado por la superposición de un campo de esfuerzos regional durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, en que el esfuerzo principal máximo ( $\sigma_1$ ) estuvo en la vertical, el intermedio ( $\sigma_2$ ) en la dirección noroeste y el mínimo

( $\sigma_3$ ) en la dirección noreste, y un campo local producido por la subsidencia diferencial. El primero controló las direcciones y el segundo los agrupamientos de fallas (Cristallini *et al.*, 2009). Cristallini *et al.* (2009), determinaron que el origen de estas fallas en échelon se asocian a una componente de rumbo dextral sobreimpuestas a fallas precuyanas existentes, asociadas a subsidencia diferencial.

La Dorsal de Huincul es considerada un sector de transición, con características tanto transcurrentes como compresivas en donde predominan estructuras anticlinales con orientación este- oeste. Corresponden a las estructuras de Huincul, Aguada Baguales, Barrosa Norte y El Cordón. Son estructuras anticlinales relacionadas a fallas de basamento con rechazo inverso importante, pero que además están afectadas por una componente de desplazamiento de rumbo de tipo dextral que origina el fallamiento extensional perpendicular al eje del pliegue anticlinal (Silvestro y Zubiri, 2008). En el sector central, en donde los anticlinales se desarrollan con rumbo E-O, las estructuras pueden resolverse mediante inversión tectónica oblicua. La partición del campo de esfuerzo genera zonas de mayor componente compresiva en los tramos de rumbo E-O, dando origen a las estructuras positivas y zonas con mayor componente de desplazamiento de rumbo en los tramos orientados NO en donde se generan los bajos estructurales (Silvestro y Zubiri, 2008).

25 kilómetros al Norte del área del estudio en las cercanías de Añelo, Messenger *et al.* (2010) han establecido que las fallas superficiales observadas sobre los depósitos aluviales Plio-Cuaternarios muestran que este levantamiento es concomitante con la reactivación del frente orogénico mioceno y de la faja plegada y corrida del Agrio. De estos datos Messenger, *et al.* (2010) infieren que el sur del sinclinal Agua Amarga se está acortando bajo un régimen de estrés compresivo, y que el frente orogénico andino está migrando más hacia el Este. El régimen compresivo tectónico se conserva en la Cuenca Neuquina Sur a lo largo del Plio-Cuaternario, aunque la losa puede haberse empinado durante este período. (Messenger *et al.*, 2010)

Durante el periodo Plio-Cuaternario, la tasa de convergencia de la placa de Farallón disminuyó (Pardo Casas y Molnar, 1987). Esta desaceleración puede haber causado el aumento de la profundidad de la placa de Nazca (Kay, 2002), el retroceso de la losa y la extensión del arco posterior (Ramos y Folguera, 2005; Folguera *et al.*, 2006, 2008). A su vez, Cobbold y Rossello (2003) y Galland *et al.* (2007) han sugerido que la compresión aún está en curso. Eso es compatible con el campo de tensión actual, donde el esfuerzo compresivo máximo es horizontal, y en dirección este – oeste (Guzmán *et al.*, 2007; Messenger *et al.*, 2010).

#### 2.1.4 Neotectónica

Como acuerdo general la definición de "neotectónica" es dependiente del tiempo, que puede variar según la historia geológica de cada región (van Hinsbergen, 2011; Colavitto *et al.*, 2019). En el presente trabajo el término "neotectónica" hará referencia a "tectónica cuaternaria" o a "deformación cuaternaria" como sinónimos. Costa *et al.* (2006a) los términos "neotectónica" o "tectónica cuaternaria" incluyen características o estructuras relacionados con cambios en la superficie de la tierra.

Obruchev en 1948 introduce el término por primera vez, haciendo referencia al estudio de los movimientos y dislocaciones terrestres durante el Neógeno y el Cuaternario. Para

Stewart y Hancock (1994), es la rama de la tectónica interesada en el entendimiento de los movimientos terrestres que han ocurrido en el pasado y continúan en el presente. Posteriormente, se determinó como acuerdo general para el contexto andino y peri-andino que el Cuaternario (< 2.6 millones de años) representa una ventana temporal adecuada, con el propósito de seleccionar estructuras relevantes para la amenaza sísmica (Costa *et al.*, 2006). Es decir, aquellas estructuras geológicas que pueden tener expectativas de movimientos futuros en un intervalo de tiempo relevante para la sociedad. Sin embargo, la cronoestratigrafía del intervalo Plioceno-Pleistoceno es muy poco conocida o incluso ignorada en la región. Por lo tanto, en estudios generales o regionales, las deformaciones que afectan a materiales pliocenos o neógenos en general, son consideradas sospechosos de haber experimentado deformaciones neotectónica y por lo tanto incorporadas en el análisis.

El entorno tectónico actual en el sur de América del Sur es el resultado de una combinación de procesos como la oblicuidad de la subducción, el ángulo de la losa subducida, el movimiento absoluto de la placa superior y la presencia de procesos astenosféricos que interactúan con anisotropías de la corteza (Costa *et al.*, 2006)

El análisis de dichas evidencias mediante técnicas multidisciplinarias, incluyendo geología estructural, geomorfología, sedimentología, pedología y métodos de datación, constituye el campo de estudio de la geología de terremotos y de la paleosismología (Wallace, 1981,1986; Yeats y Schwartz, 1990; Yeats y Prentice, 1996; McCalpin, 1996; Yeats *et al.*, 1997).

La deformación local de la superficie del terreno cercano a la falla generan: escarpas, desplazamiento de cauces o valles de ríos, entre otras (McCalpin, 2009). Estas imperfecciones presentes en el terreno son evidencias de deformaciones generadas por sismos de gran magnitud ( $M_w > 6,5$ ) ya que más pequeños o no dejan evidencia o bien rápidamente ésta se pierde (McCalpin, 2009).

La deformación cuaternaria aporta datos sobre las deformaciones prehistóricas de fallas consideradas sismogénicas y de los efectos inducidos por la sismicidad, los cuales son vitales para la caracterización de la amenaza sísmica (Costa *et al.*, 2009). La sismicidad y los procesos inducidos por ésta constituyen una importante amenaza en todo el sector andino, ya que pueden ocasionar notables perjuicios en infraestructura y en vidas humanas (Costa *et al.*, 2009). Se considera que las estructuras con antecedentes sísmicos durante el Cuaternario son las que concentran mayores posibilidades de generar movimientos sísmicos futuros (Costa *et al.*, 2009), y por lo tanto de mayor interés para el análisis de la peligrosidad sísmica (García *et al.*, 2017).

El área de estudio forma parte de una zona con baja tasa de deformación (<0,1mm/a). La baja deformación lleva a que las estructuras con actividad neotectónica no alcancen a imponerse sobre los agentes exógenos y así imprimirle al paisaje su expresión superficial (Costa *et al.*, 2006). La deformación en el área tienen una recurrencia menor (en cuestiones temporales) en comparación a las zonas Andina (Fig.9).

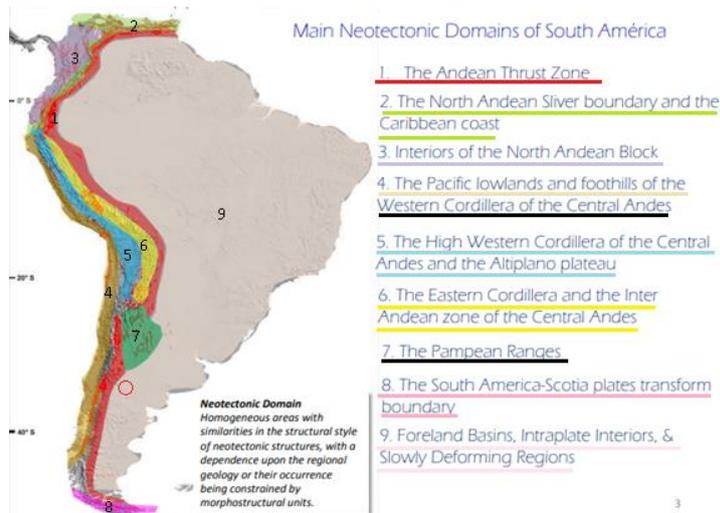


Fig.9. Dominio neotectónico en América del Sur. En círculo rojo la ubicación del área de estudio, perteneciente a zona de interior de placa, región de poca deformación (Modificado de Costa, 2020).

### 3. DESARROLLO

#### 3.1 Análisis a partir de datos superficiales

Para el reconocimiento de rasgos litológicos y estructurales se realizó la interpretación de imágenes satelitales, trabajando con imágenes satelitales Landsat 7 extraídas del USGS Earth Explorer, las cuales mediante el Arcgis se procesaron y se realizaron combinaciones RGB (Red Green Blue) con las 8 bandas, con el objetivo de reflejar las diferencias estratigráficas de la zona. Las combinaciones utilizadas fueron “RGB 542”, “RGB 742”, “RGB 741”, “RGB 731”.

La combinación de imágenes satelitales facilita un primer reconocimiento en gabinete de las distintas litologías de las unidades geológicas en el área de estudio, permitiendo discriminar los distintos tipos de rocas.

En las imágenes RGB 742-741-731, la banda 7 en rojo ayuda en la interpretación de depósitos arcillosos, por su contenido de humedad se ven en tonos de rojo a naranja (Franzosi, 2010). En el mapa (Fig. 10) los depósitos arcillosos están representado de color rojo y amarillo. En las imágenes RGB 542- 742, se hace una distinción de sedimentos consolidados de los sedimentos no consolidados. Apreciándose los colores amarillos para depósitos no consolidados de arcillas y colores rojos y grises para depósitos consolidados de arena y grava.

Se puede hacer una distinción de los depósitos sedimentarios del Cretácico, los cuales por su alto contenido de arcilla quedan representados en las bandas RGB 542- 742- 741 de color amarillo y en la imagen RGB 731 de color rojo.

Los depósitos sedimentarios del Pleistoceno, son depósitos principalmente de arenas, gravas, conglomerados y limos, reconocibles en las imágenes satelitales por su color gris y su relieve prominente. Finalmente, los depósitos Holocenos, por ser depósitos aluviales, fluviales, eólicos y coluviales, se aprecian de colores más claros que la de los depósitos sedimentarios del Cretácico y del Pleistoceno.

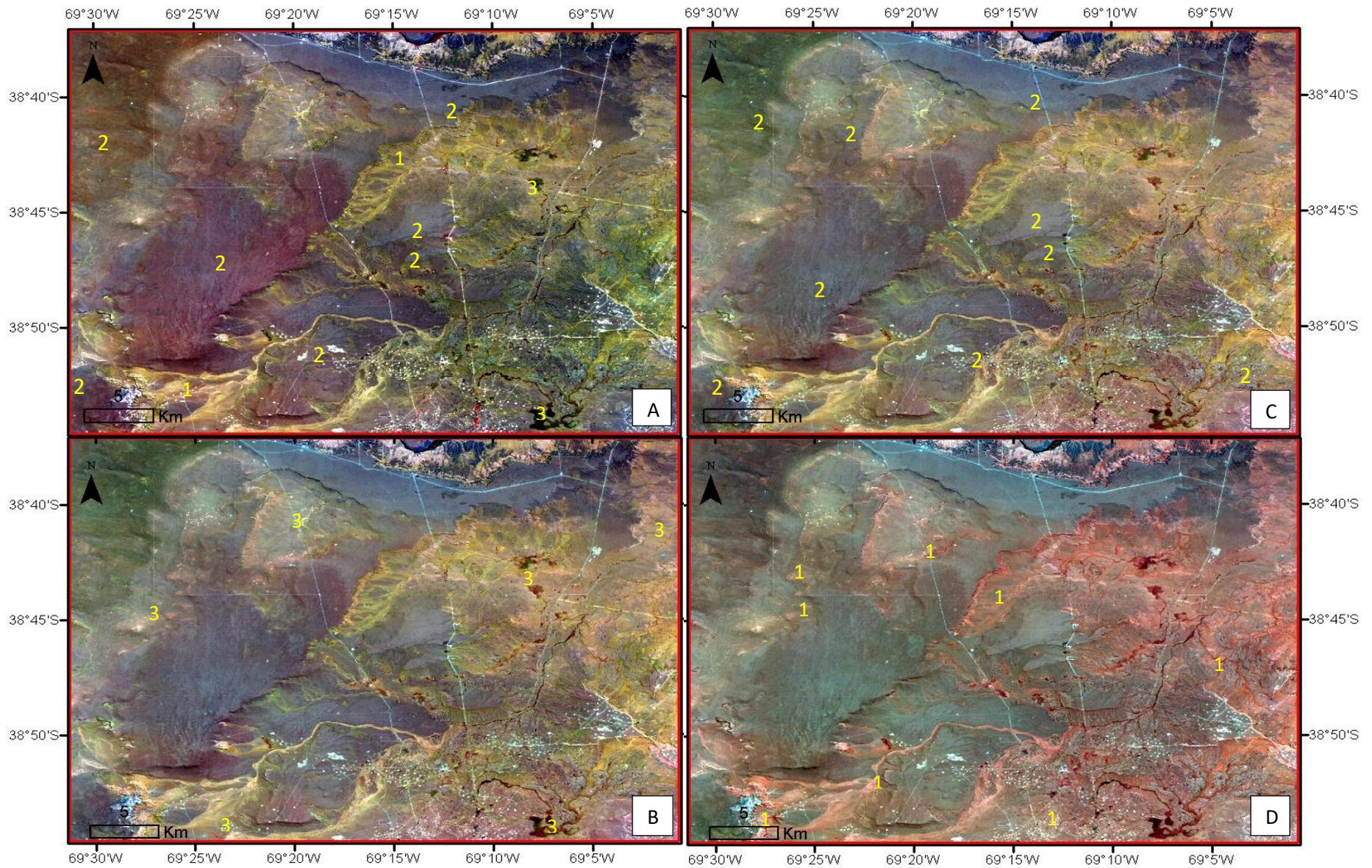


Fig.10. Combinación de bandas en imágenes satelitales Landsat 8. A) RGB 542. B) RGB 742. C) RGB 741. D) RGB 731. Distinguiéndose: 1 Depósitos Cretácicos. 2. Depósitos Pleistoceno. 3. Depósitos del Holoceno.

Se contó con un modelo digital de elevación de 30 metros del Instituto Geográfico Nacional (Fig.11). Con el programa ArcMap se ha podido hacer una distinción de altura con respecto al nivel del mar, y con el programa Global Mapper, se han permitido reconocer la expresión morfológica en niveles aluviales cuaternarios.

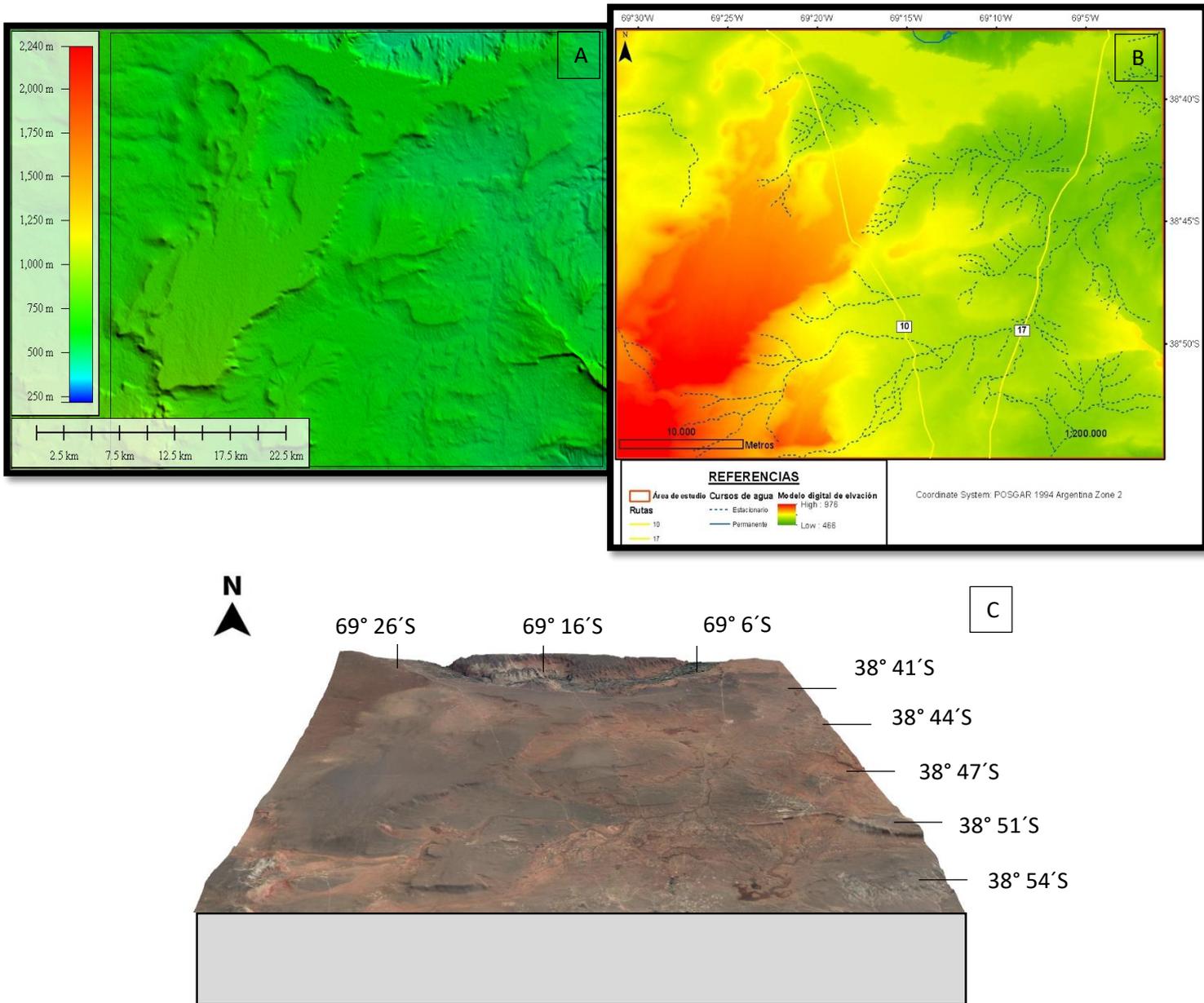


Fig.11. Modelo digital de elevación. A) Observación de expresiones morfológicas en niveles cuaternarios. B) Distinción de alturas con respecto al nivel de mar. C) Modelo digital del terreno en 3D.

A partir de las imágenes satelitales de LANDSAT, de los perfiles levantados en el campo, y de la carta geológica de Zapala 3969-1, se confeccionó un mapa geológico (Fig.12) con escala 1: 200.000 en ArcMap, con el objetivo de hacer una distinción de las unidades aflorantes del Cretácico Superior, Pleistoceno y del Holoceno, permitiendo hacer un reconocimiento más detallado de los depósitos sedimentarios de la zona de estudio, a partir de los perfiles levantados en el campo.

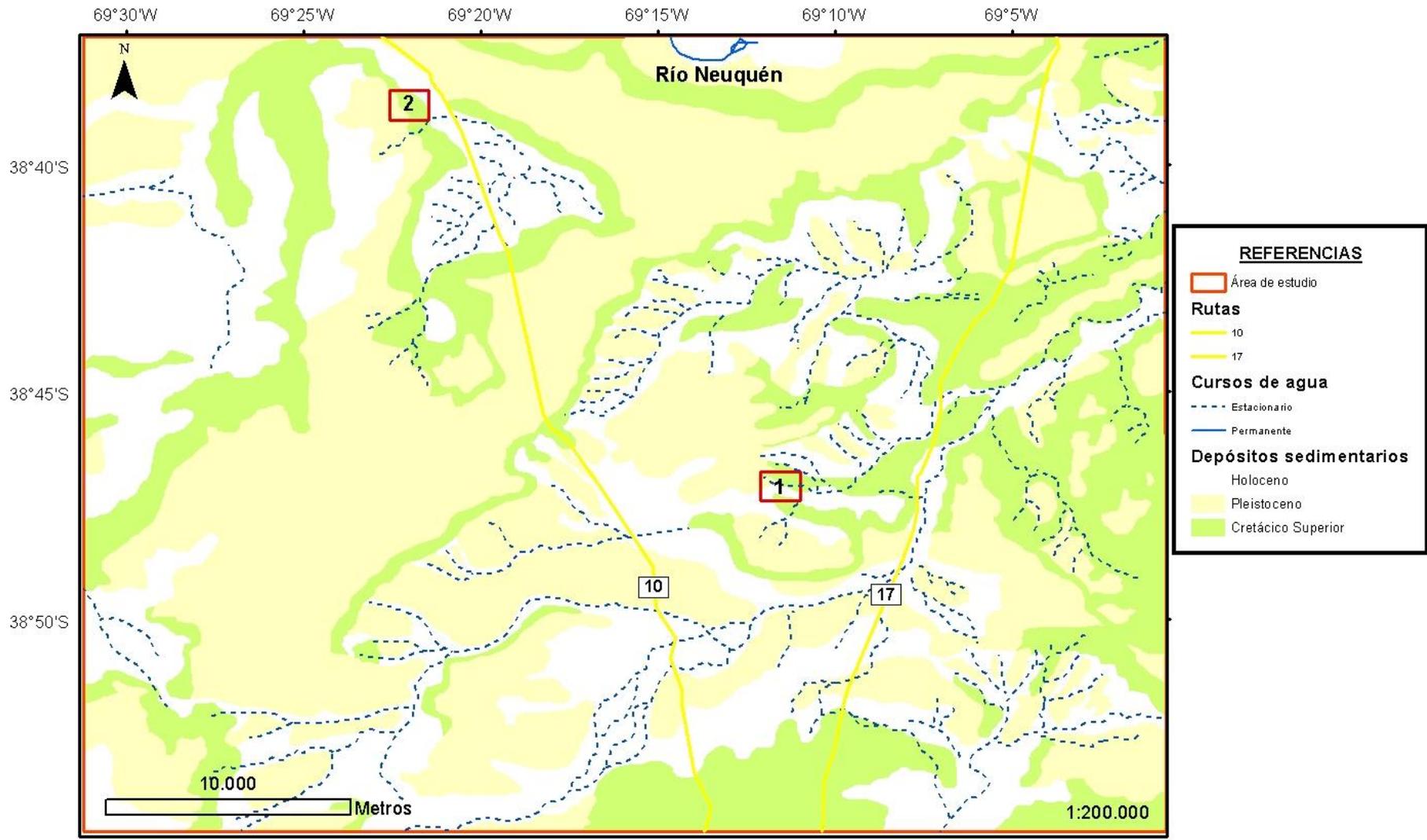


Fig.12. Mapa geológico, mostrando la distribución de los depósitos sedimentarios del Cretácico Superior, Pleistoceno y Holoceno. Zonas rojas en las que se levantaron dos columnas estratigráficas.

### 3.1.2 Análisis de campo

El área de estudio abarca un área de aproximadamente de 1.400 km<sup>2</sup>, cubierta mayormente por depósitos del Pleistoceno. Los mismos se caracterizan por ser principalmente conglomerados y arenas grises (Fig. 13).

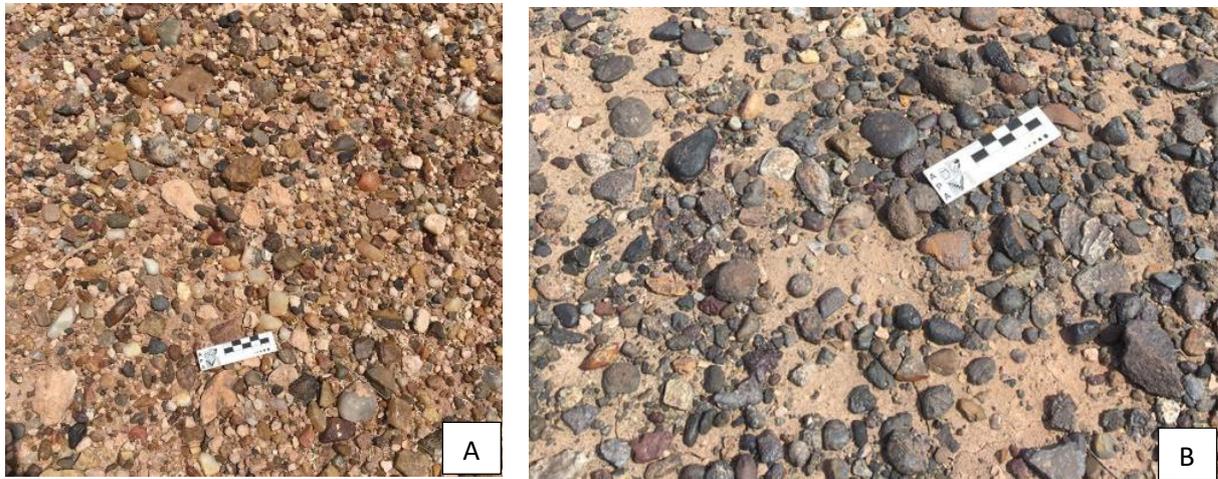


Fig.13. Conglomerados correspondientes a depósitos del Pleistoceno. A) Conglomerados de niveles que cubren el I y II nivel de pedimentos. B) Conglomerados de depósitos que cubren superficies pedimentadas de flanco y de los depósitos del II nivel de terrazas del Río Neuquén.

Messenger *et al.* (2010) ha distinguido distintos niveles terrazas principales. Los niveles T3 a T1 están bien preservados de la erosión, su elevación oscila entre 260 y 750 m, están atribuidos al Pleistoceno medio-tardío.

Los depósitos de la T3 corresponden a niveles sedimentarios que cubren el I/II nivel de pedimento, el nivel de terraza T2 corresponde a los depósitos del II nivel de terrazas del Río Neuquén, mientras que el T1 son depósitos que cubren superficies sedimentadas de flanco (Fig.14). Se reconoció una diferencia litológica entre los mismos, detallada en la Tabla2. Esta misma distinción se puede deber a una fuente de aporte diferente de los depósitos del Pleistoceno.

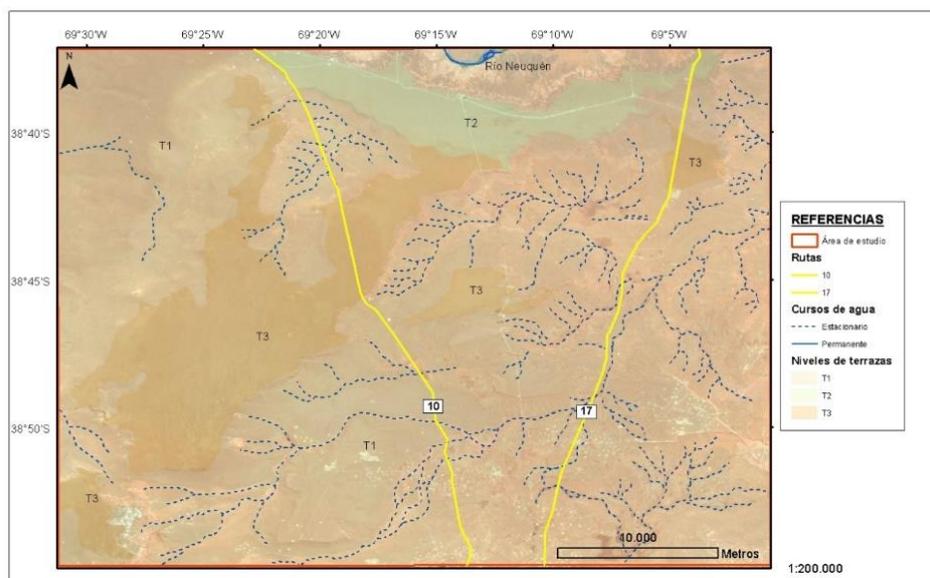


Fig.14. Terrazas remanentes del Río Neuquén

|                             | Depósitos del II nivel de terrazas del Río Neuquén (T2) | Depósitos que cubren el II nivel de pedimento (T3) | Depósitos que cubren superficies pedimentadas de flanco (T1) | Depósitos que cubren el I nivel de pedimento (T3) |
|-----------------------------|---|--|--|---|
| Color                       | Gris oscuro   | Claros y poco oscuro                               | Gris oscuro  | Claros y pocos oscuros                            |
| Distribución granulométrica | 10% < 5cm<br>20% 5-10 cm<br>70% > 10 cm                 | 80% < 5 cm<br>10% 5- 10cm<br>10% > 10 cm           | 82% < 5 cm<br>15% 5-10 cm<br>3% > 10 cm                      | 80% < 5 cm<br>10% 5- 10cm<br>10% > 10 cm          |
| Angulosidad                 | Angulosos a subangulosos                                | Subredondeados a redondeados                       | Subredondeados a redondeados                                 | Subredondeados a redondeados                      |
| Barniz del desierto         | Presencia de barniz del desierto                        | Abundante tonalidad grisácea                       | Presencia de barniz del desierto                             | Presencia de barniz del desierto                  |

Tabla 2. Caracterización de tres terrazas reconocidas.

### 3.1.3 Descripción de los sectores analizados y el análisis de facies sedimentarias

En el área de estudio los depósitos del Pleistoceno se apoyan sobre los depósitos del Mesozoico, correspondientes al Grupo Neuquén, por lo que se realizaron perfiles geológicos para el reconocimiento más detallado de los mismos, identificar las unidades que se mapean en las imágenes y poder determinar si existe alguna deformación producto de fallas que llegue hasta la superficie, y que afecte a los depósitos pleistocenos que los cubre.

Las litofacies se caracterizan esencialmente por dos propiedades, el tamaño de grano, caracterizado por una letra mayúscula (G: Grava; S: Arena y F: limo y/o arcilla) y las estructuras sedimentarias representadas por una letra minúscula (por ejemplo: m: macizo; i: gradación inversa; t: estratificación en artesa, etc.). Basado en la nomenclatura litofacial utilizada por los trabajos de Miall (1985, 1996).

Se realizó el levantamiento de dos perfiles geológicos cuya ubicación queda representada en el mapa (Fig.12). Los estratos de las formaciones Cerro Lisandro y Huincul, tienen una inclinación aproximada de 2- 5° hacia el noreste.

### **1°PERFIL**

El primer perfil (Fig.15) incluye a los depósitos de la Formación Cerro Lisandro, en discordancia cubiertos por los depósitos que cubren el II nivel de pedimentos, cuyas estructuras quedan registradas en las Fig.16 y 17.

La Formación Cerro Lisandro está compuesta por bancos (8,5 metros de espesor) principalmente de depósitos clásticos finos, en los que predomina fangolitas rojas, las cuales se intercalan con niveles de limolitas y areniscas de granulometría media con laminación paralela y estratificación entrecruzada.

La presencia de dominio fangoso, intercalado con areniscas con laminación paralela y areniscas de grano medio con estratificación paralela y entrecruzada, llevaría a pensar que se produjo por acreción lateral en un ambiente de canal meandriforme, de acentuada sinuosidad.

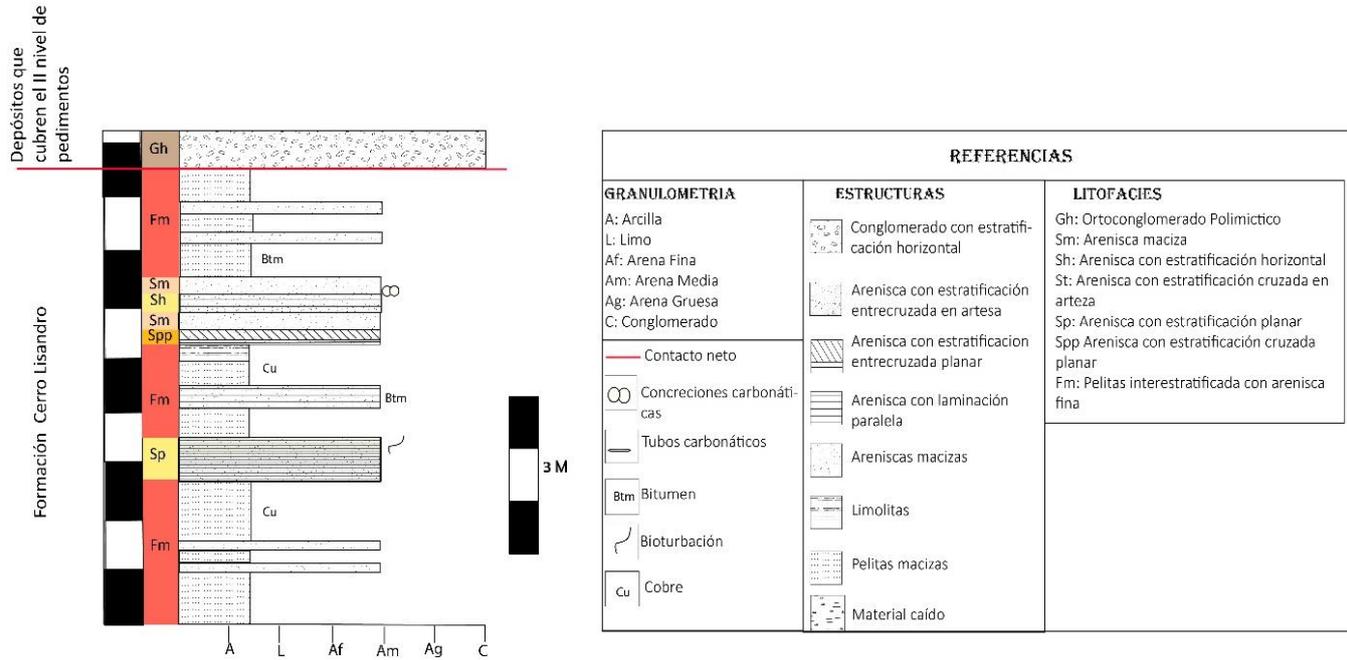


Fig.15. Perfil estratigrafico realizado a los  $38^{\circ} 46' 46''$  S –  $69^{\circ} 11' 53''$  O, correspondiente a depósitos de la Formación Cerro Lisandro y a niveles sedimentarios que cubren el II nivel de pedimentos.

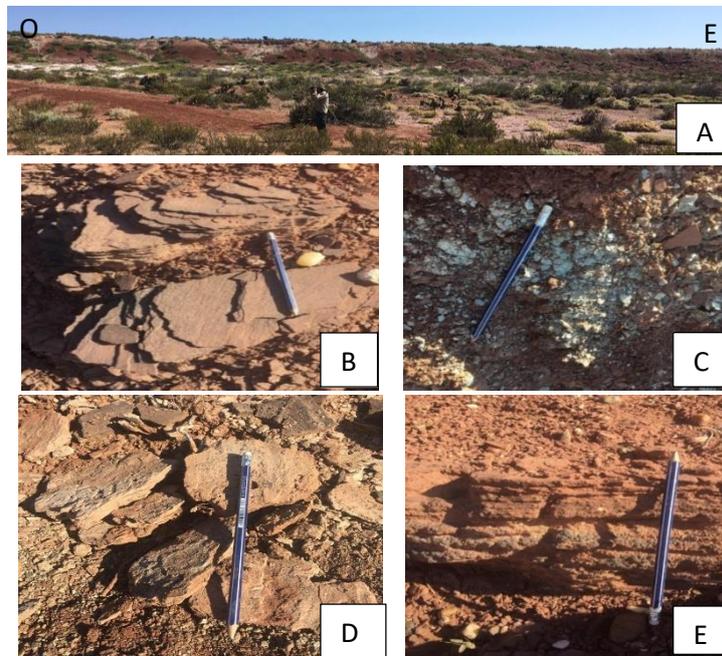


Fig. 16. A) Zona de levantamiento del perfil. B) Areniscas con laminacion paralela. C) Pelitas con impregnación de Cu. D) Areniscas con bioturbación. E) Areniscas con impregnación de bitumen.

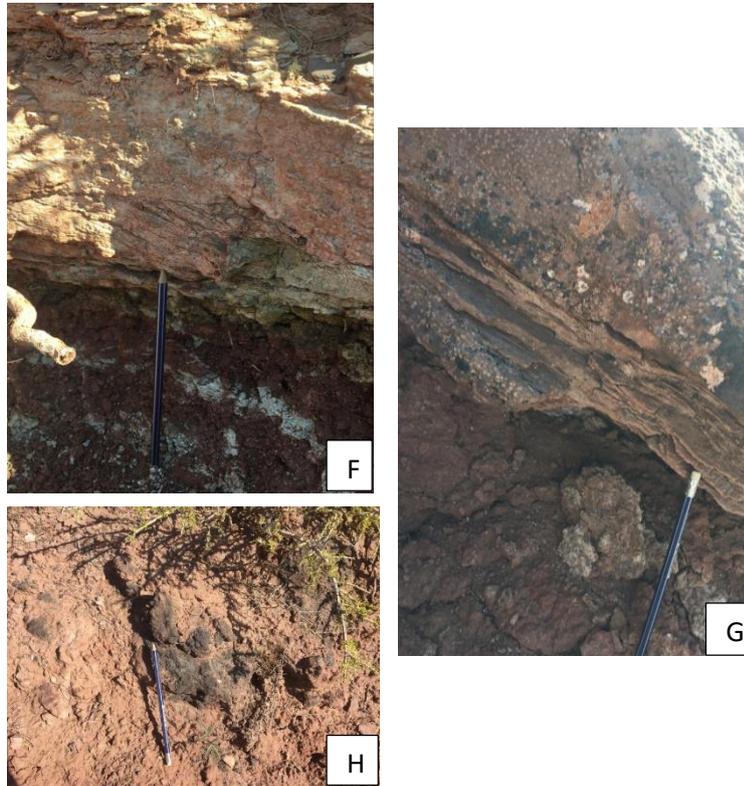


Fig.17. F) Areniscas con estratificación entrecruzada planar sobre pelitas con depósitos de Cu. G) Areniscas con ooides. H) Pelitas con impregnación de bitumen.

## **2° PERFIL**

El segundo perfil se realizó a los  $38^{\circ} 38' 52''$  S –  $69^{\circ} 22' 35''$  O, involucra a la Formación Huincul cubierta en discordancia por depósitos que cubren el I nivel de pedimentos (Fig.18) cuyas estructuras quedan ilustradas en las Figuras 19 y 20.

La Formación Huincul se conforma principalmente de bancos (12 metros de espesor) de areniscas de gran medio cuarzosas, intercalados con niveles fangosos y areniscas finas. Los bancos de areniscas más gruesas presentan estratificación entrecruzada en artesa con bases erosiva planar, mientras que en las arenas medias a finas domina la estratificación entrecruzada planar.

La geometría de los bancos arenosos y dichas estructuras son el relleno de canales producto de un sistema fluvial entrelazado, de baja sinuosidad.

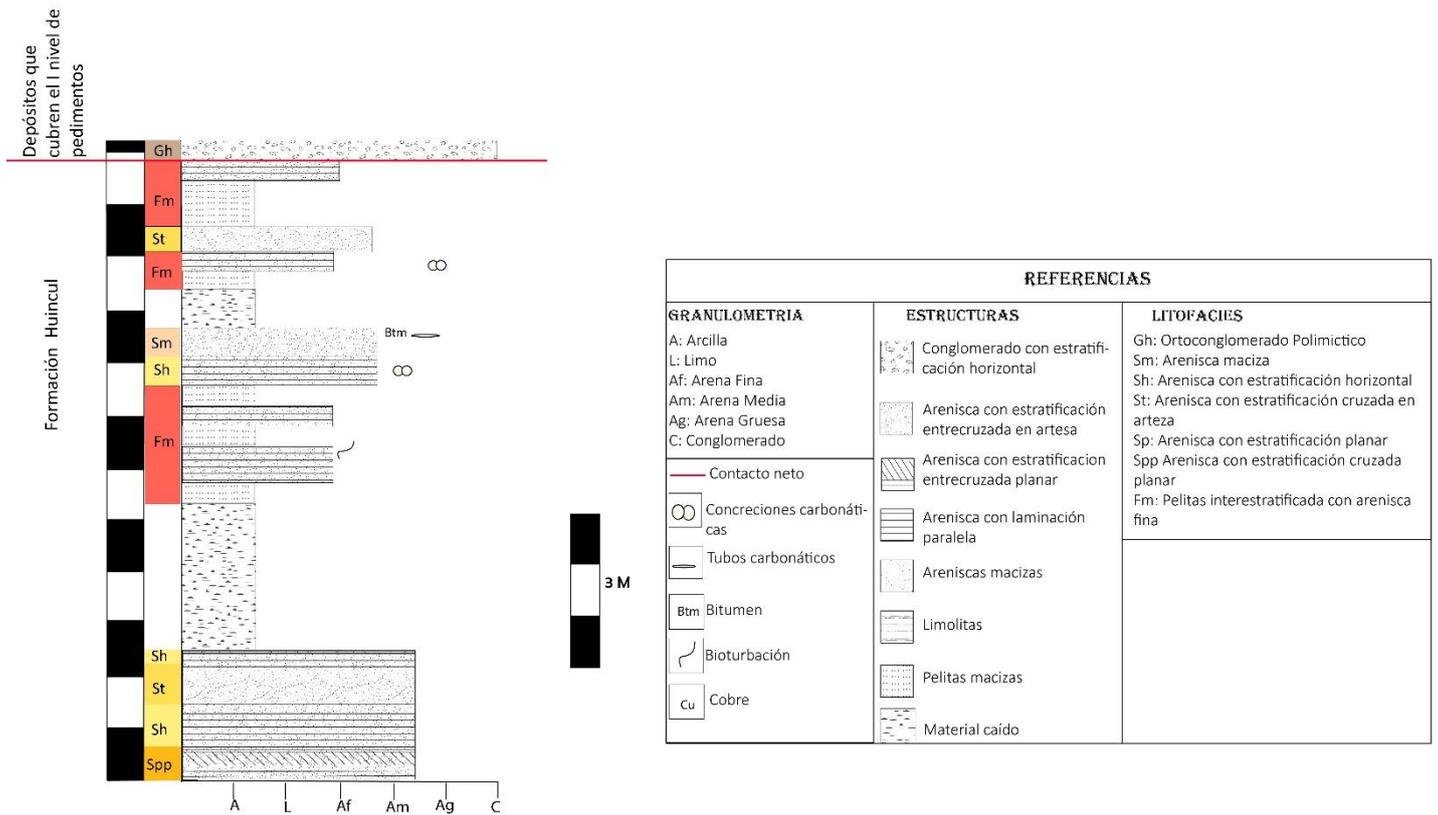


Fig. 18. Segundo perfil estratigráfico realizado a los  $38^{\circ} 38' 52'' S - 69^{\circ} 22' 35'' O$ , involucrando a la Formación Huincul y a los depósitos que cubren el I nivel de pedimentos.



Fig.19. I) Depósitos de la Formación Huincul. J) Estratificación entrecruzada tangencial, seguida de estratificación entrecruzada en artesas. K) Estratificación entrecruzada planar, barras de arena de fluviales entrelazados.

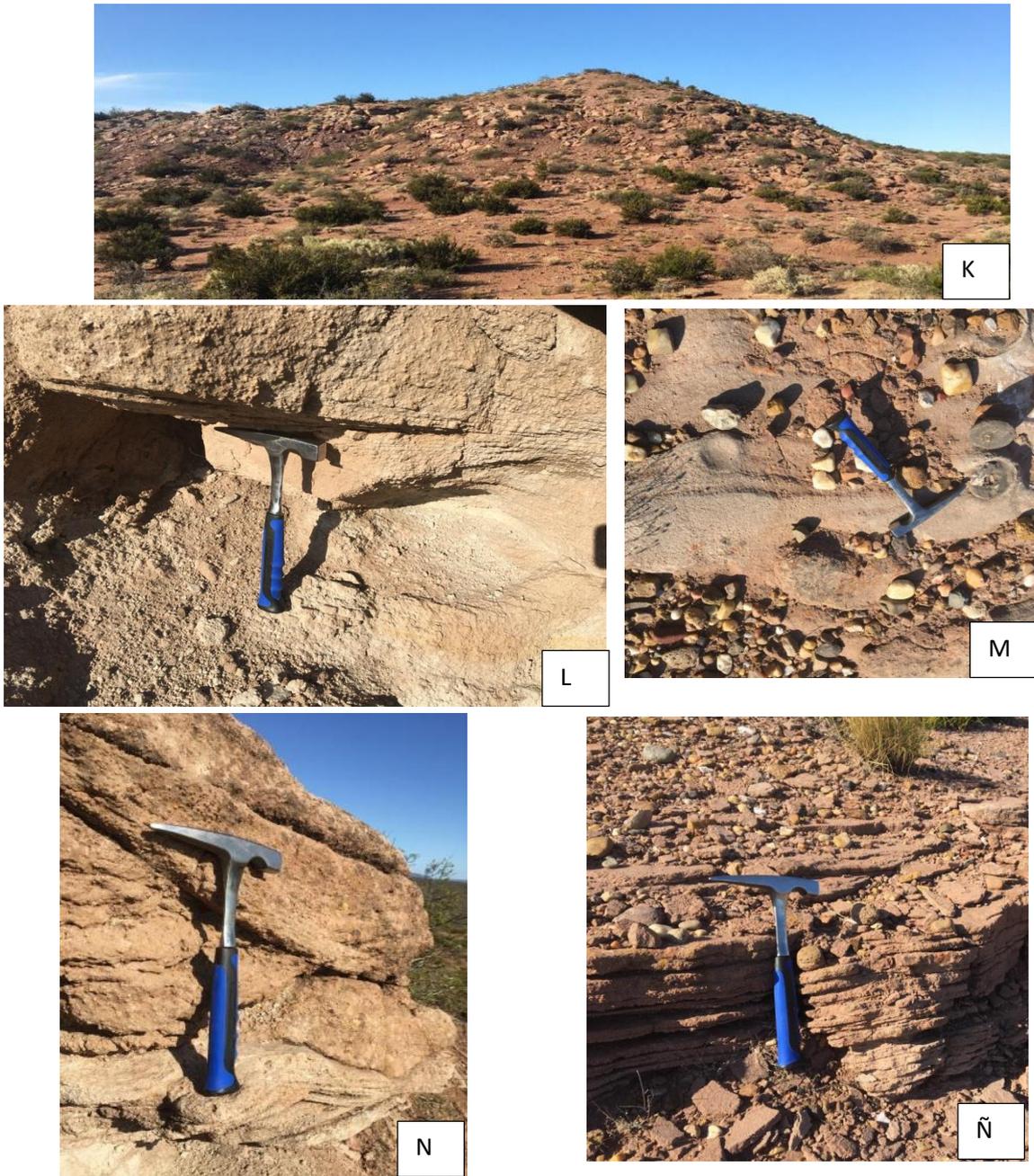


Fig.20. K) Zona del levantamiento del segundo perfil estratigrafico. L) Areniscas con estratifiacion paralela cuya superficie presenta concreciones férricas. M) Impregnaciones de bitumen en areniscas . N) Areniscas con estratifiacion en artesas. Ñ) Areniscas con estratifiacion paralela.

En base a la hoja geológica 3969-I de Leanza *et al.* (2001), los perfiles estratigráficos y las imágenes satelitales se realizó un mapa con la distribución de los depósitos sedimentarios del área de estudio (Fig. 21).

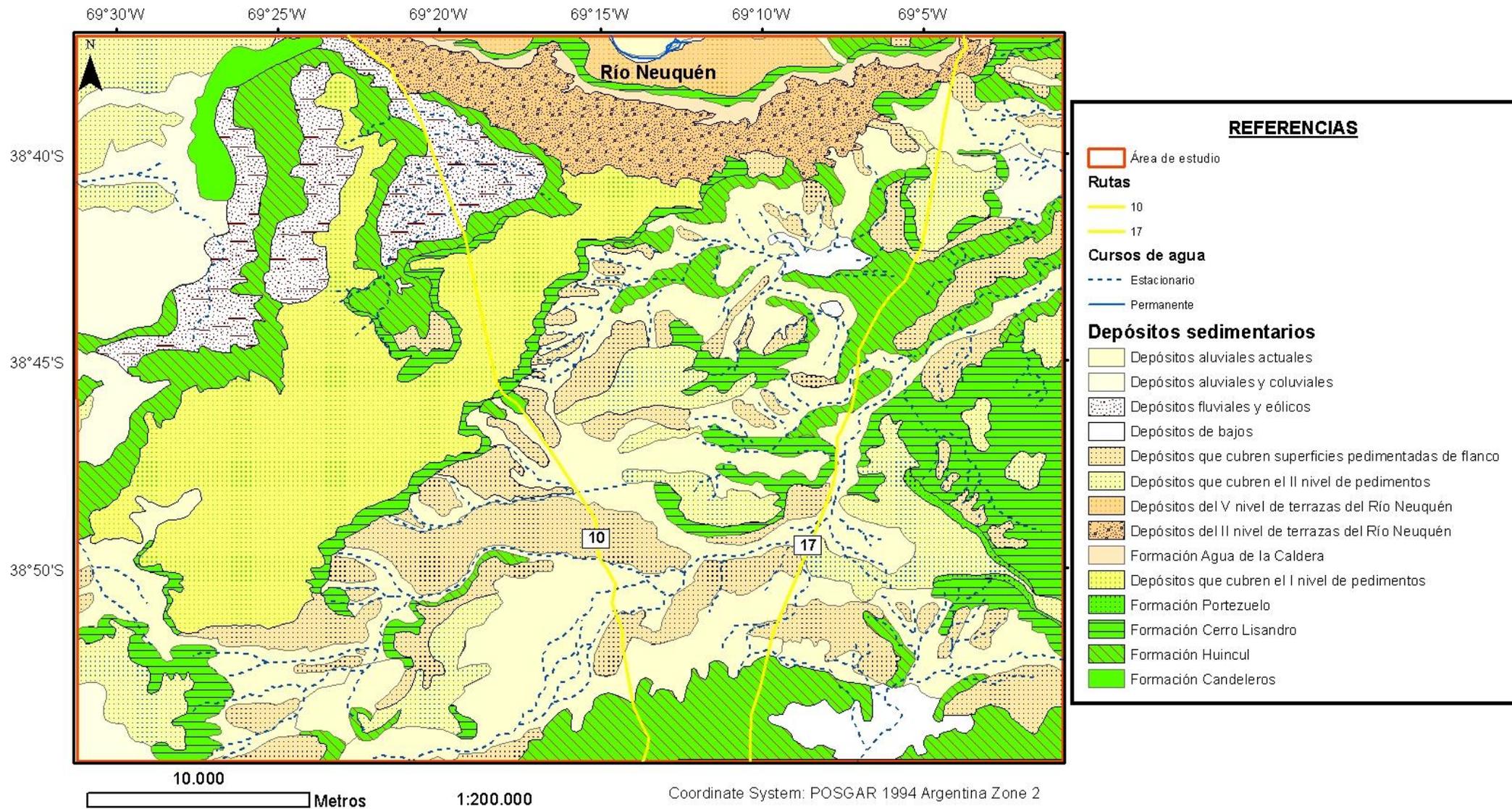


Fig.21. Mapa de los depósitos sedimentarios aflorantes en el área de estudio.

## 3.2 Análisis a partir de datos de subsuelo

### 3.2.1 Análisis e interpretación de datos sísmicos

Para el análisis e interpretación de los datos del subsuelo se utilizaron los datos de sísmicas 3D y pozos realizados en la región entre los años 1998 -2006. Los mismos han sido provistos por la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la Provincia del Neuquén, dichos datos están conformado por:

- Cubos sísmicos 3D correspondientes a Aguada Villanueva Oeste, Aguada Villanueva 3D 1, Aguada Villanueva 3D 2, Aguada Villanueva Este, Meseta Buena Esperanza y Las Tacanas- Chasquivil (Fig.22) en formato digital (.sgy).
- 36 pozos con sus legajos y sus respectivos perfiles eléctricos en formato digital (.las).

Si bien son adquisiciones y procesos independientes, por lo cual cada cubo posee diferente calidad de sus datos debido a las condiciones de registro y proceso en cada uno de ellos, los datos se consideran buenos para el análisis encarado.

Se utilizan los datos sísmicos para tener una visión del subsuelo más cercana a superficie y poder determinar estructuralmente cuáles son las fallas que pudieran alcanzar la misma. Pese a que esta zona normalmente tiene información ruidosa por el tipo de adquisición que prioriza la imagen de capas más profundas, es de valor su utilización para el presente estudio.

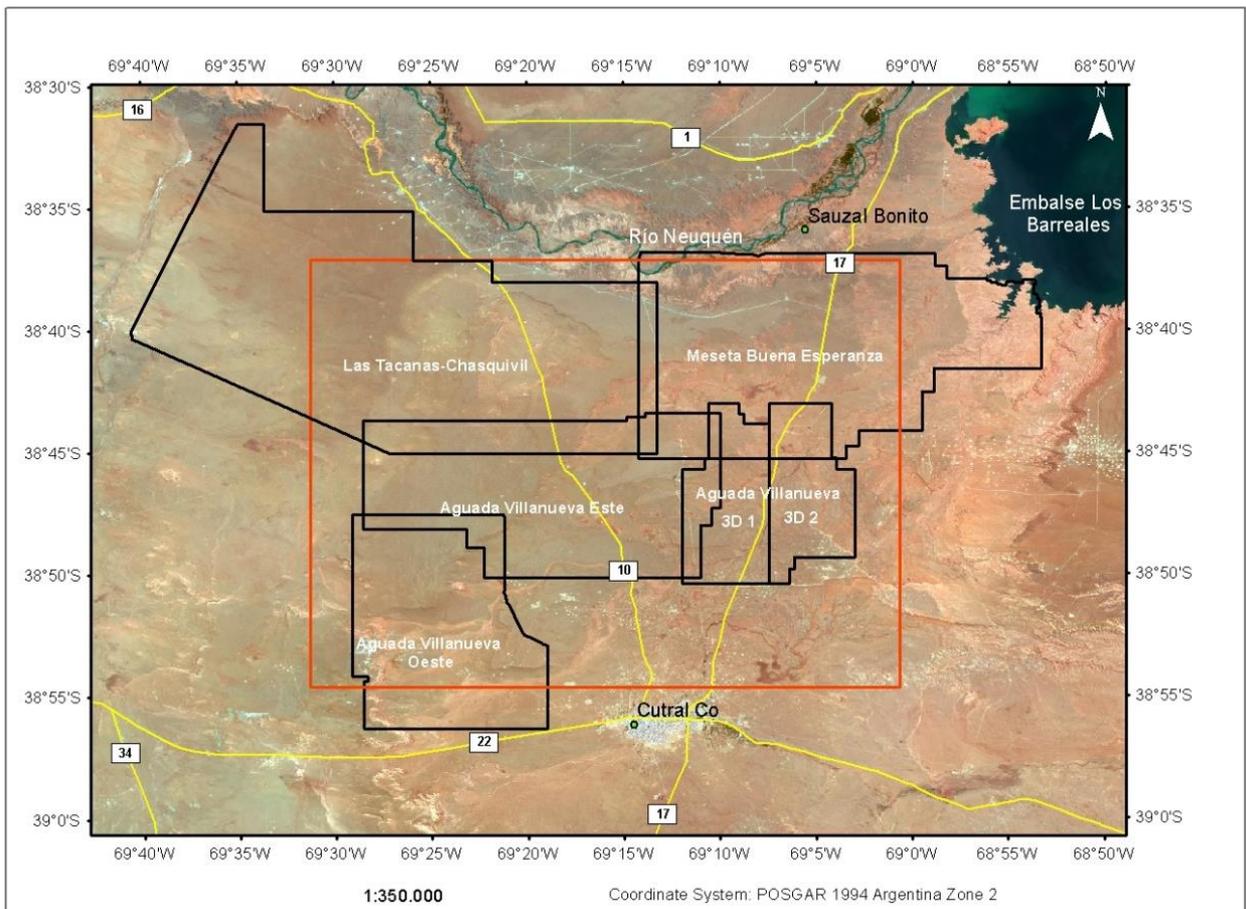


Fig.22. Ubicación de los cubos sísmicos Las Tacanas-Chasquivil, Meseta Buena Esperanza, Aguada Villanueva Este, Aguada Villanueva 3D1, Aguada Villanueva 3D2 y Aguada Villanueva Oeste, en el área de estudio.

Se hizo uso del *software* OpendTect 6.4 para la interpretación sísmica de los cubos 3D. Para crear el proyecto se requirió analizar el cubo (Fig.23), para determinar

- Rango de coordenadas X-Y
- Rango de *In-line* y de *Cross-line*
- Plano de referencia del dato

Una vez creado el proyecto se deben cargar los pozos, para lo cual se debe analizar previamente su legajo para determinar la ubicación del mismo, sus pases formacionales, profundidad, descripción litológica, y su perfil eléctrico para ver si cuenta con dato de perfil sónico y perfil de densidad, los cuales son utilizados para correlacionar la información del pozo que está en profundidad (metros), con la sísmica que se encuentra en tiempo (segundos). A partir de los datos de pozos se confeccionaron las Tablas 3 y 4 con los datos de los pozos. En este trabajo solo se utilizaron veintisiete de los treintiséis pozos otorgados por la Subsecretaria, dado que no todos se ubican geográficamente en el área de estudio o dado que sus legajos no poseen información sobre los pases formacionales .

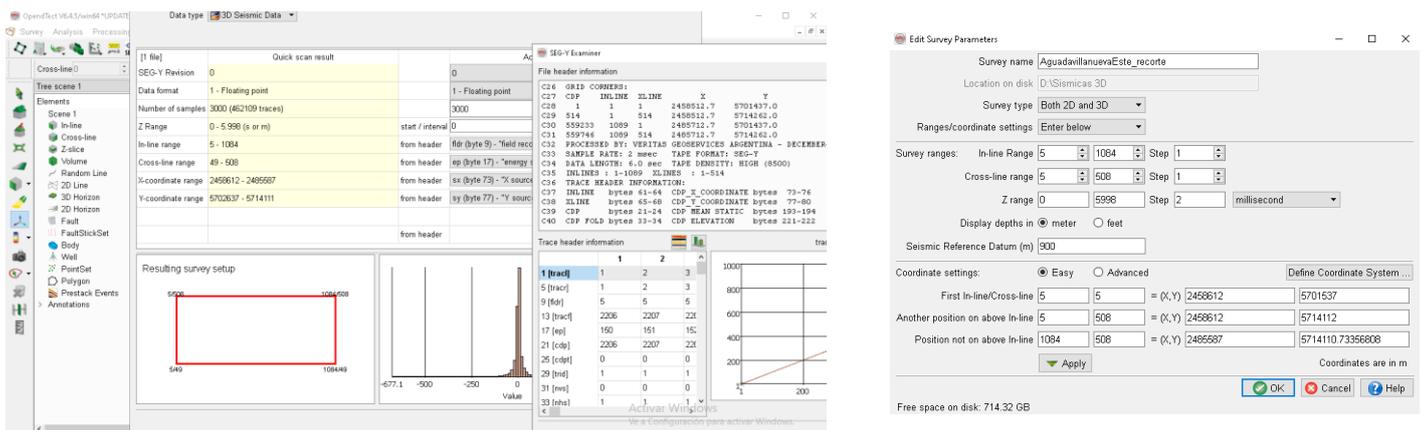


Fig.23. Carga de los cubos sísmicos, determinado el rango de coordenadas X-Y, el rango de *In-line* y de *Cross-line* y el plano de referencia del dato.

El dato sísmico en 3D puede visualizarse de varias maneras (Fig. 24 y 25). Puede ser, en secciones verticales paralela a la dirección de adquisición del dato (*in-line*) o perpendicular a la dirección de adquisición del dato (*cross-line*), o en secciones horizontales de tiempo constante (*time-slice*).

En dichos datos sísmicos se puede ver un cambio en la reflectividad entre los niveles superiores, intermedios e inferiores. En la zona superior la reflectividad es menor, debido al enfoque que se le dio a la registración del dato sísmico. En la zona intermedia, los paquetes sedimentarios correspondientes al Grupo Mendoza poseen más contraste interno debido a su litología. El paquete profundo también tiene baja reflectividad, pero la calidad en la continuidad de los reflectores sísmicos es mayor que en la zona superior.

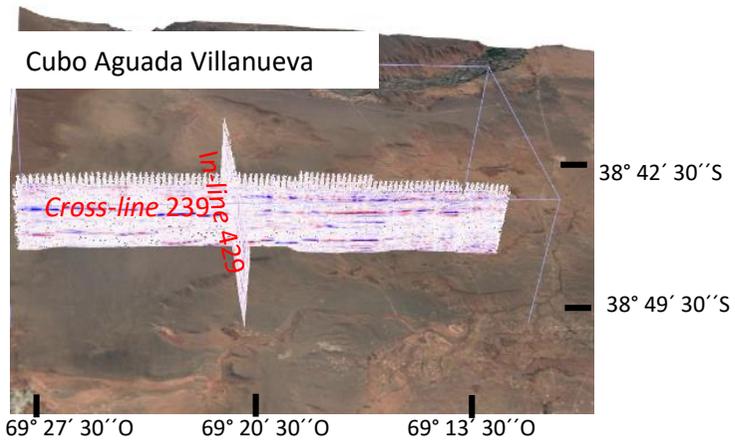
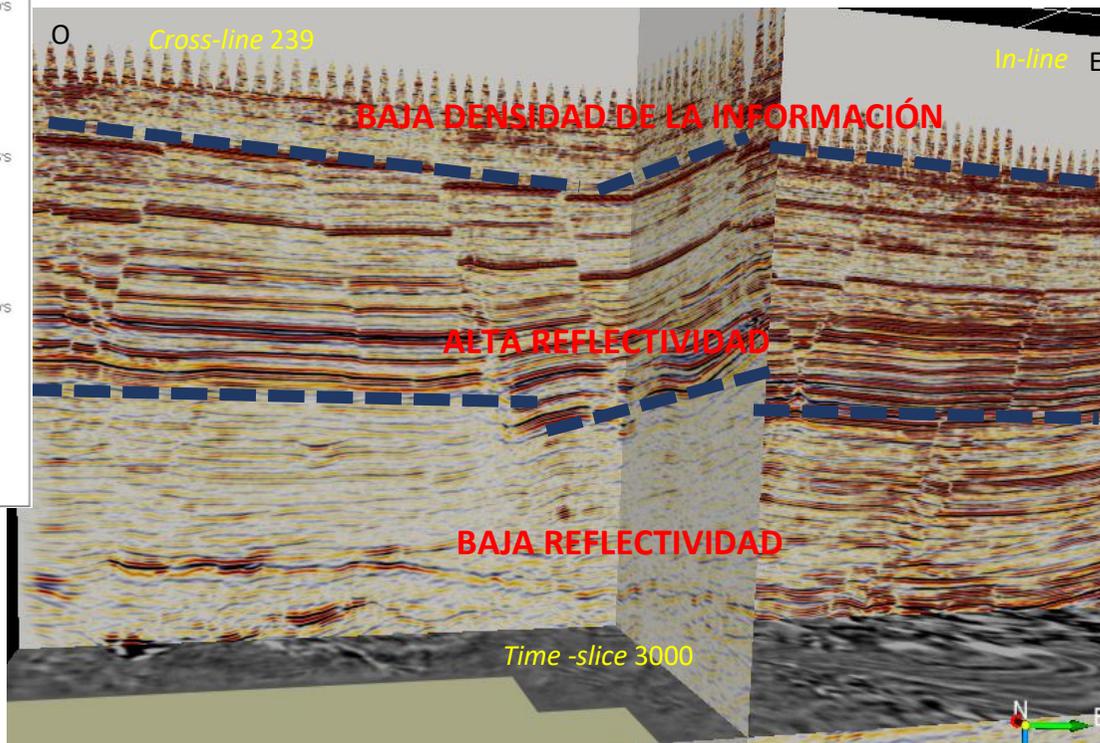
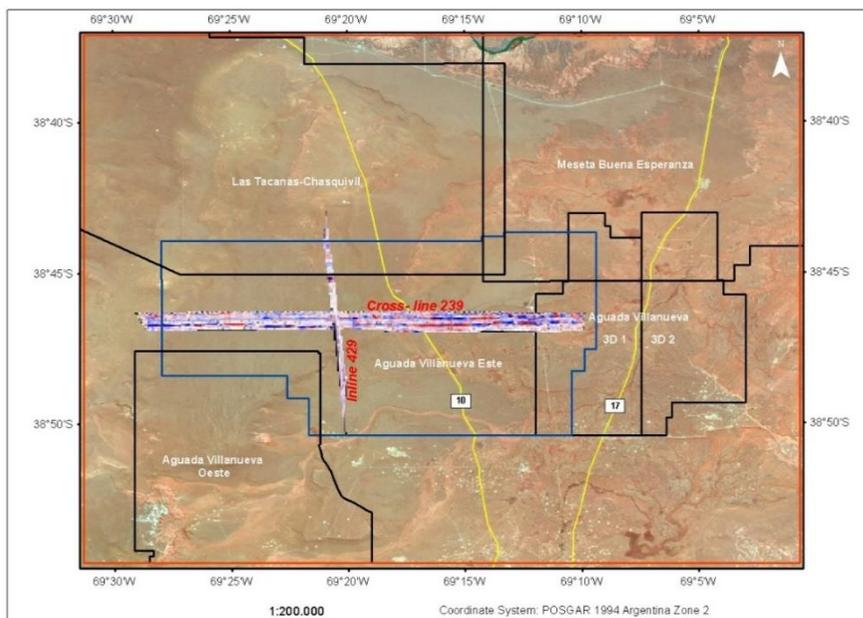


Fig.24. Líneas tipo del cubo 3D Aguada Villanueva Este, observando la sección E-O, N-S. Cross-line 239, in-line 429 y time-slice 3000.

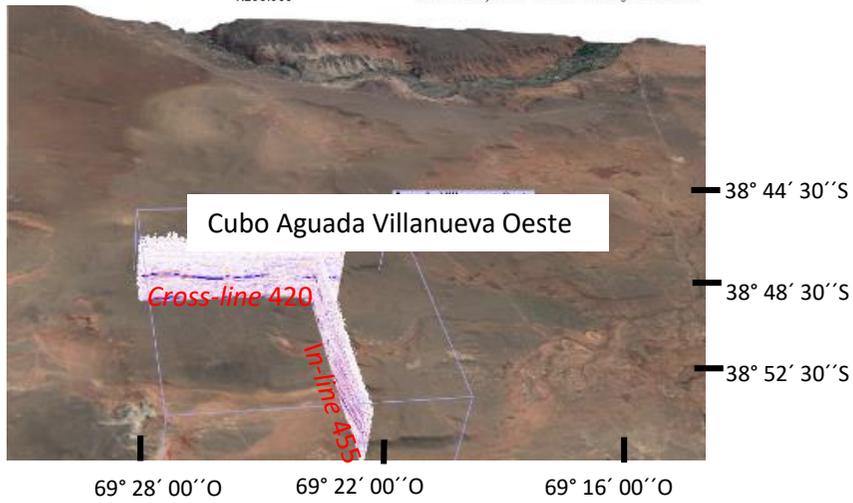
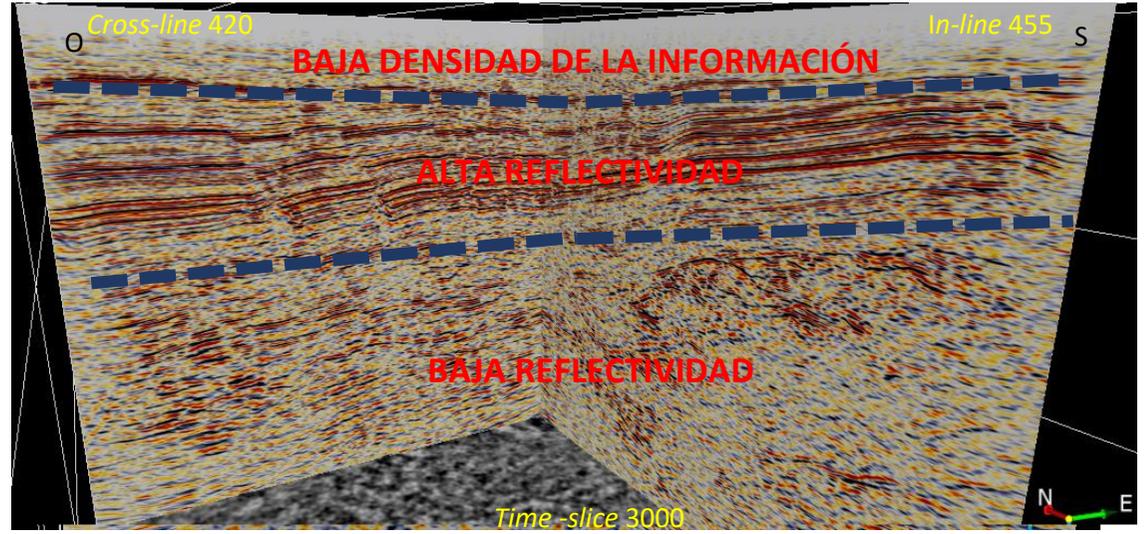
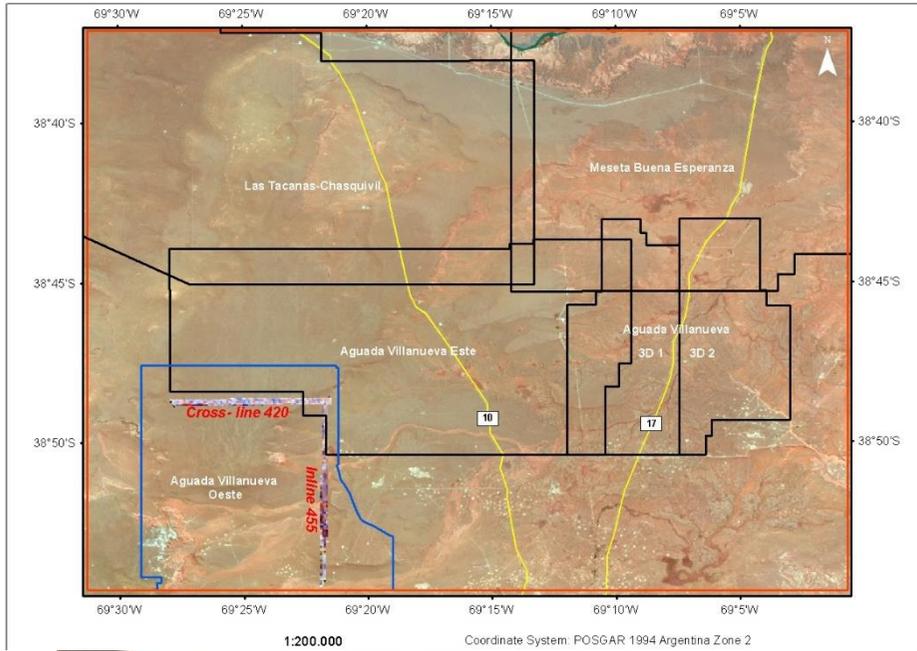


Fig.25. Líneas tipo del cubo 3D Aguada Villanueva Oeste, observando la sección E-O, N-S. *Crossline 420*, *inline 455* y *timeslice 3000*.

Para la correlación con el dato sísmico se utilizaron los pozos YPF.Nq.CP.x-2 y YPF.Nq.PSO.x-2 para el cubo de Aguada Villanueva Este; los pozos PNR.Nq.LNN.a-8 para el cubo Aguada Villanueva Oeste; el pozo YPF.Nq.BDM.x-2 para el cubo Las Tacanas Chasquivil; PRN.Nq.BG.a-1058 para los cubos de Aguada Villanueva 3D, y los pozos APA.Nq.MBE.x-2002 y CHA.Nq.MBE.x-5 para el cubo Meseta Buena Esperanza. En la tabla 3 y 4 se muestran la información de los pozos, la cual incluye su ubicación geográfica, profundidad, profundidad de registro de los perfiles sónico, densidad, y pases de formación (topes de formación en mbbp) correspondiente a cada pozo. En el caso de los pozos YPF.Nq.CP.x-2, PNR.Nq.LNN.a-8, se utilizó una densidad constante de 2,30 g/cm<sup>3</sup> porque no contaba con perfil de densidad.

Para lograr una buena correlación de los pozos con la sísmica (Anexo 6.1), se pretende que el sismograma sintético se asemeje a la sísmica de superficie. Además, se espera que todos los pozos tengan la misma fase. En los pozos, se realizó una rotación de fase colocando así el dato pozo en la misma fase que el dato sísmico.

En la figura 26, se observa la rotación de fase aplicada donde se trata de rotar la ondícula del sismograma sintético permitiendo una buena correlación con la sísmica, y se observa la correlación del sismograma sintético con la sísmica en el pozo YPF.Nq.CP.x-2.

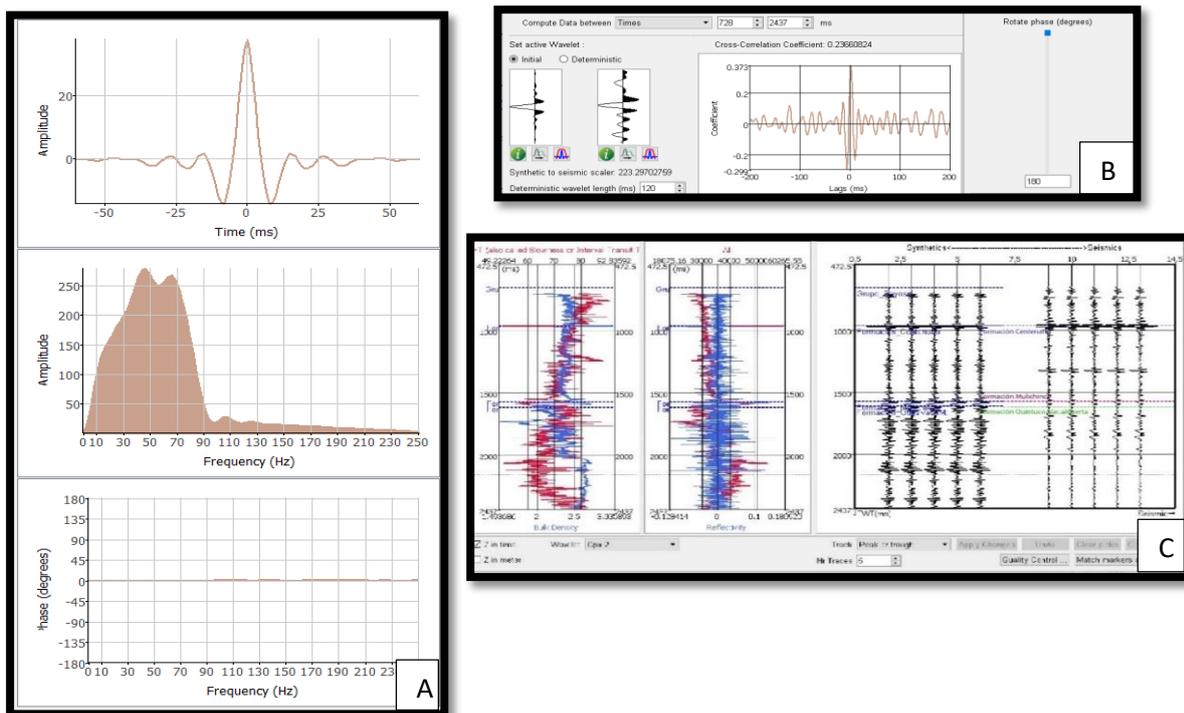


Fig. 26.A) Ondícula extraída para la correlación de pozo. B) Coeficiente de correlación y rotación de fase aplicada. C) Correlación del sismograma sintético con la sísmica en el pozo YPF.Nq.CP.x-2.

En el pozo YPF.Nq.CP.x-2 correspondiente al cubo sísmico Aguada Villanueva Este, se pudo interpretar el tope de las formaciones Centenario, Mulichinco, Quintuco, Tordillo y Auquilco (Anexo 6.2), los cuales presentan altos coeficientes de reflexión y se asocian sísmicamente a reflectores de alta amplitud. La falta de continuidad lateral de los reflectores sísmicos más profundos se debe a la presencia de fallas más relevantes (Fig.27).

| Cubos sísmicos          | Pozos              | Coordenada de pozos |            | Sup.elevación (m) | Profundidad final (mmbp) | Datos de perfiles sónico | Datos de perfiles de densidad |
|-------------------------|--------------------|---------------------|------------|-------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------------|
| Las Tacanas-Chasquivil  | YPF.Nq.BDM.x-2     | 5717976             | 2446533    | 723               | 3200                     | 200-3198                 |                               |
|                         | YPF.Nq.LTac.x-1    | 2459460             | 5719938    | 614,98            | 2743,96                  | 1709,928 - 2743,962 m    |                               |
|                         | TAU.Nq.LTE.x-1     | 2470913             | 5720995    | 582,63            | 1226                     | 660-1850 m               | -                             |
| Aguada Villanueva 3D    | PRN.Nq.AV.a-5      | 2484965             | 5706736    | 585,90            | 2506                     | 361,10-2467,20m          | -                             |
|                         | PRN.Nq.BBG.a-7     | 2492331             | 5704067    | 620,60            | 2756,74                  | 1348,049-1747,950        | -                             |
|                         | PRN.Nq.BBG.a-43    | 2492582             | 5703903    | 621,59            | 2766,81                  | 1134,920- 1703,058       | -                             |
|                         | PRN.Nq.BBG.a-52    | 2490996             | 5703703    | 585,71            | 1903,89                  | 979,200-1883,200         | -                             |
|                         | PRN.Nq.BG.a-1058   | 2483951             | 5703624    | 592,25            | 2379,89                  | 254,200-2366,000         | 1320-1669/2000,1-2361,799     |
|                         | PRN.Nq.PL.a-1043   | 2492547             | 5704550    | 614,80            | 2394,80                  | -                        | -                             |
|                         | PRN.Nq.PL.a-1045   | 2492749             | 5705177    | 626,70            | 1923,89                  | 1489,962-1915,769        | -                             |
| Aguada Villanueva Este  | YPF.Nq.AV.x-1      | 2468865             | 5703185    | 609,78            | 2210                     | -                        | -                             |
|                         | YPF.Nq.Gu-1210 (h) | 2474328.53          | 5703740.65 | 637,81            | 3162                     | 390,20-2515,50           | 399,10-1693,20/1703,90-2499,6 |
|                         | YPF.Nq.CP.x-2      | 2469206             | 5707929    | 756               | 3389,59                  | 48,200-2448,999          | -                             |
|                         | YPF.Nq.CP.x-1      | 2461116             | 5712057    | 662,24            | 3335                     | -                        | -                             |
|                         | YPF.Nq.PSO.x-2     | 2474328             | 5703740    | 644,26            | 3420                     | 730,200-3415,600         | 2049,400-3349/ 3355- 3418     |
| Aguada Villanueva Oeste | PNR.Nq.LNN.a-8     | 2467484             | 5696510    | 710,13            | 1452                     | 218,846- 1455,724        | -                             |
|                         | YPF.Nq.AV.x-3      | 2466361             | 5701895    | 768,31            | 2500                     | 1652-1752/ 2067,5-2300   | -                             |
|                         | YPF.Nq.NL-10       | 2469899             | 5695274    | 767,12            | 1136,99                  | -                        | -                             |
|                         | YPF.Nq.NL-13       | 2469528             | 5695144    | 768,76            | 1200                     | -                        | -                             |
|                         | YPF.Nq.NL-15       | 2469587             | 5695528    | 756,80            | 1137,80                  | -                        | -                             |
|                         | YPF.Nq.NL-23       | 2468528             | 5695148    | 790,79            | 1335,60                  | -                        | -                             |
|                         | YPF.Nq.NL-26       | 2465574             | 5694940    | 742,89            | 1235                     | -                        | -                             |
|                         | YPF.Nq.NL-27       | 2463548             | 5695140    | 767,90            | 1352,79                  | -                        | -                             |
| Meseta Buena Esperanza  | APA.Nq.MBE.x-2002  | 2491622             | 5714063    | 552,45            | 2831,30                  | 403-2821                 | 403-2805,100                  |
|                         | CHA.Nq.MBE.x-5     | 2488023             | 5719995    | 610,75            | 2104,59                  | 351,500-2104,399         | 349,400-2104,599              |
|                         | YPF.Nq.MBE.x-1     | 2490555             | 5722813    | 585               | 3565                     | 1570-3565                | -                             |
|                         | YPF.Nq.MBE.x-2     | 2500122             | 5720284    | 498               | 2749,99                  | 1280,100-2743,999        | -                             |

Tabla 3. Ubicación geográfica de cada pozo, datos de perfil sónico y de densidad utilizados para la calibración del pozo. Resaltando en naranja los pozos que se correlacionaron con la sísmica.

| Cubos sísmicos          | Pozos              | Grupo Neuquén (mbbp) | Rayoso(mbbp) | Centenario (mbbp) | Quintuco (mbbp) | Vaca Muerta(mbbp) | Grupo Lotena(mmbp) | Grupo Cuyo (mmbp) |
|-------------------------|--------------------|----------------------|--------------|-------------------|-----------------|-------------------|--------------------|-------------------|
| Las Tacanas-Chasquivil  | YPF.Nq.BDM.x-2     | -                    | 298          | 596               | 1433            |                   | 2932               |                   |
|                         | YPF.Nq.LTac.x-1    | superficie           | 409          | 802               | 1573            | 2381              | -                  | -                 |
|                         | TAU.Nq.LTE.x-1     | 590,43               | 121,43       | 409,55            | 1186,47         | -                 | -                  | -                 |
| Aguada Villanueva 3D    | PRN.Nq.AV.a-5      | superficie           | 574          | 1423              | 2267,5          | 2425              |                    |                   |
|                         | PRN.Nq.BBG.a-7     | superficie           | -            | 481               | 1231            | 1638,5            | 1679,0             |                   |
|                         | PRN.Nq.BBG.a-43    | superficie           | -            | 800               | 1332            | 1605              | 1655               |                   |
|                         | PRN.Nq.BBG.a-52    | superficie           | -            | 799,85            | 1437,37         | 1766              | 1792               |                   |
|                         | PRN.Nq.BG.a-1058   | superficie           | -            | 750               | 1690            | 2098              | 2269               |                   |
|                         | PRN.Nq.PL.a-1043   | superficie           | -            | 570               | 1195            | 1350              | 1635               | 1662              |
| Aguada Villanueva Este  | YPF.Nq.AV.x-1      | -                    | -            | 536,5             | 1507,8          | 1650,8            | -                  | -                 |
|                         | YPF.Nq.CP.x-2      | superficie           | -            | 988               | 1766            |                   | -                  |                   |
|                         | YPF.Nq.Gu-1210 (h) | superficie           |              | 644               | 1676            |                   | -                  | -                 |
|                         | YPF.Nq.CP-1        | -                    | 434,5        | 810               | 1560,2          | 2128,8            | -                  | -                 |
|                         | YPF.Nq.PSO.x-2     | superficie           | -            | 644               | 1676            |                   | -                  |                   |
| Aguada Villanueva Oeste | PNR.Nq.LNN.a-8     | superficie           | -            | 360               | 808             | 974               | 1231               | 1271              |
|                         | YPF.Nq.AV.x-3      | superficie           | -            | 884               | 1075            | 1435              | -                  | -                 |
|                         | YPF.Nq.NL-10       | superficie           | -            | 328,5             | 771,3           | 864,5             | 1128               | -                 |
|                         | YPF.Nq.NL-13       | superficie           | -            | 332,5             | 779,2           | 871,1             | -                  | -                 |
|                         | YPF.Nq.NL-15       | superficie           | -            | 222               | 732             | 820               | -                  | -                 |
|                         | YPF.Nq.NL-23       | superficie           | -            | 352,8             | 851,2           | 942,7             | 1126               | -                 |
|                         | YPF.Nq.NL-26       | superficie           | -            | 234               | 599             | 662               | 959                | -                 |
| YPF.Nq.NL-27            | superficie         | -                    | 365          | 867               | 983             | -                 | -                  |                   |
| Meseta Buena Esperanza  | APA.Nq.MBE.x-2002  | -                    | -            | 591               | 1483            | 2260              | -                  | -                 |
|                         | CHA.Nq.MBE.x-5     | superficie           | -            | 740               | 1635            | 1733              | -                  | -                 |
|                         | YPF.Nq.MBE.x-1     | superficie           | -            | 725               | 1778            | 3180              | -                  |                   |
|                         | YPF.Nq.MBE.x-2     | -                    | -            | 575               | 1523            | -                 | -                  |                   |

Tabla 4. Datos de profundidad en metros bajo boca de pozo (mmbp) a la que se encuentran los topes de cada formación geológica. Resaltando en naranja la información de los pozos que se correlacionaron con la sísmica.

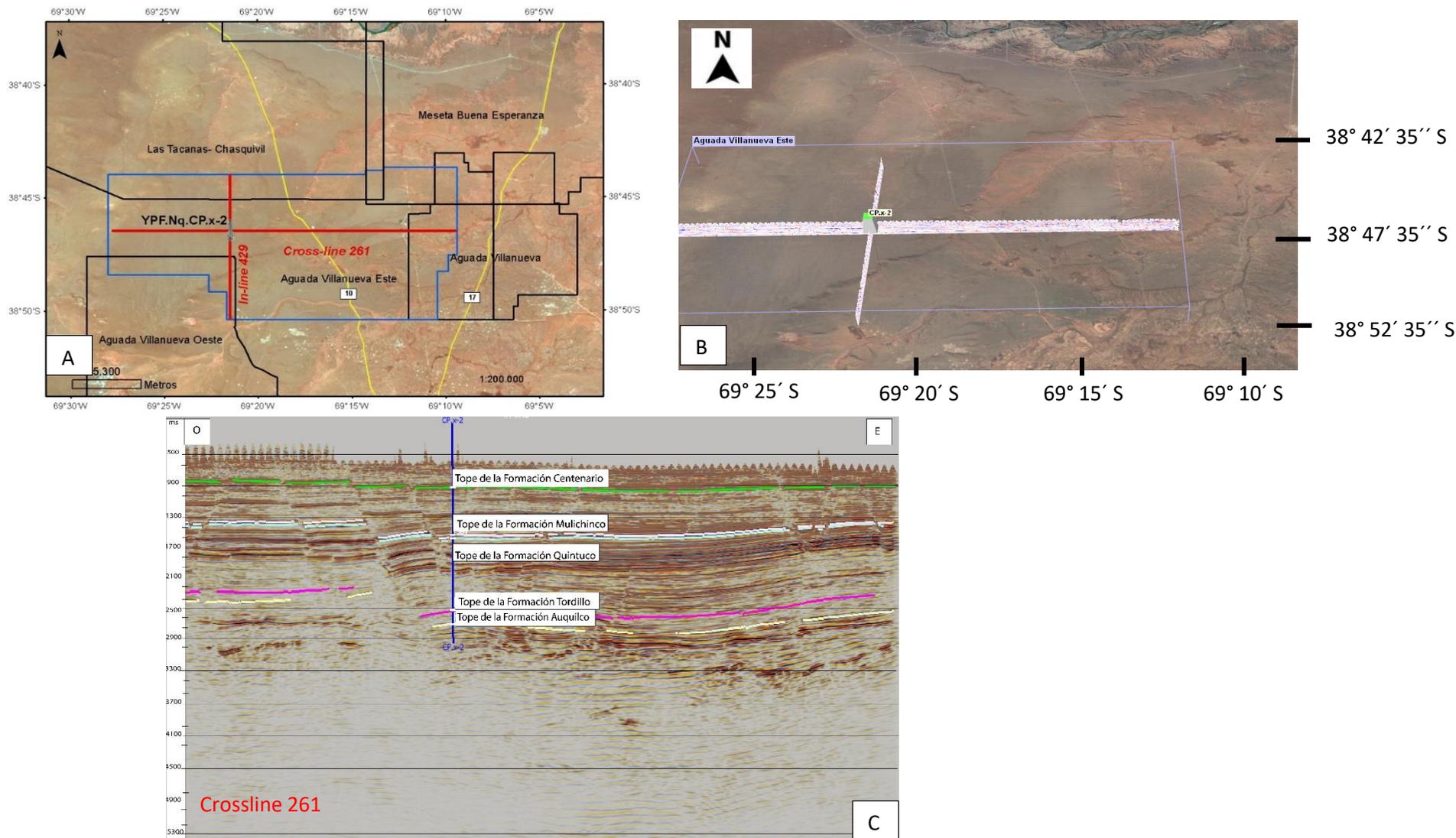


Fig. 27. A) Mapa mostrando el área correspondiente a cada cubo sísmico. En rojo la ubicación de las secciones sísmica (*crossline 261- inline 249*) en planta, en cuya intersección está el pozo YPF.Nq.CP.x-2, correspondiente al cubo de Aguada Villanueva Este. B) Ubicación del pozo YPF.Nq.CP.x-2 en el cubo Aguada Villanueva Este. C) Sección sísmica (*crossline 261*) en la que se correlaciona la sísmica con el pozo.

En el programa Andino 3D, se cargaron los cubos 3D (sgy) y los pozos (las) correspondientes a cada cubo (Fig.28) permitiendo así determinar la ubicación de los pozos, los cubos sísmicos y las secciones sísmicas sobre la imagen satelital del área de estudio.

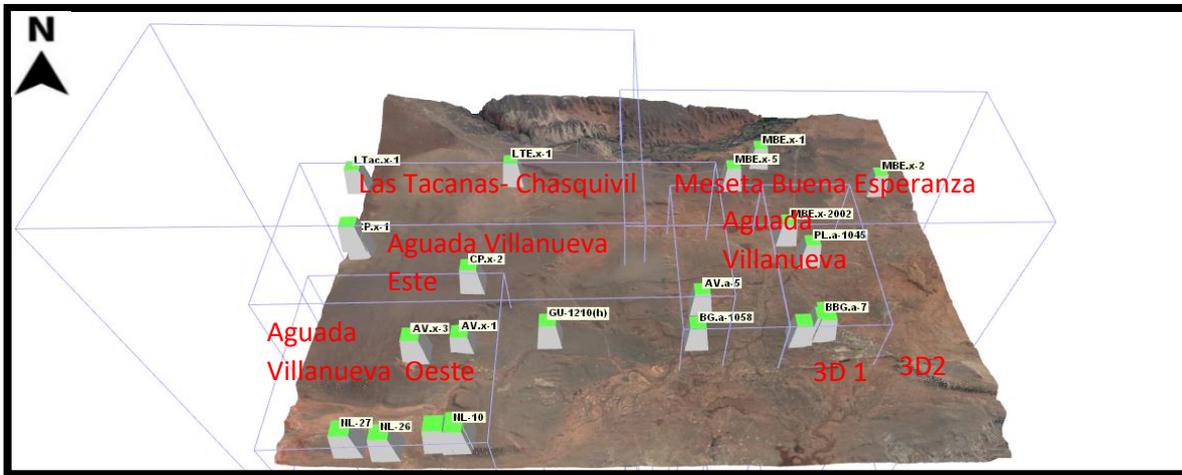


Fig.28. Representación de los cubos sísmicos y los pozos de dichos cubos sobre la imagen satelital del área.

Se tomaron dos líneas arbitrarias, una *crossline* (239) correspondiente al cubo Aguada Villanueva Este y una *crossline* (420) correspondiente al cubo Aguada Villanueva Oeste, debido que se han observado presencia de fallas que podrían llegar hasta los niveles más someros.

Dichas *crossline* se superpusieron sobre la imagen satelital del área de estudio (Fig.29), con el fin de poder ver con mejor precisión, la existencia o no de continuidad lateral de las fallas de un cubo hacia el otro, y su ubicación geográfica.

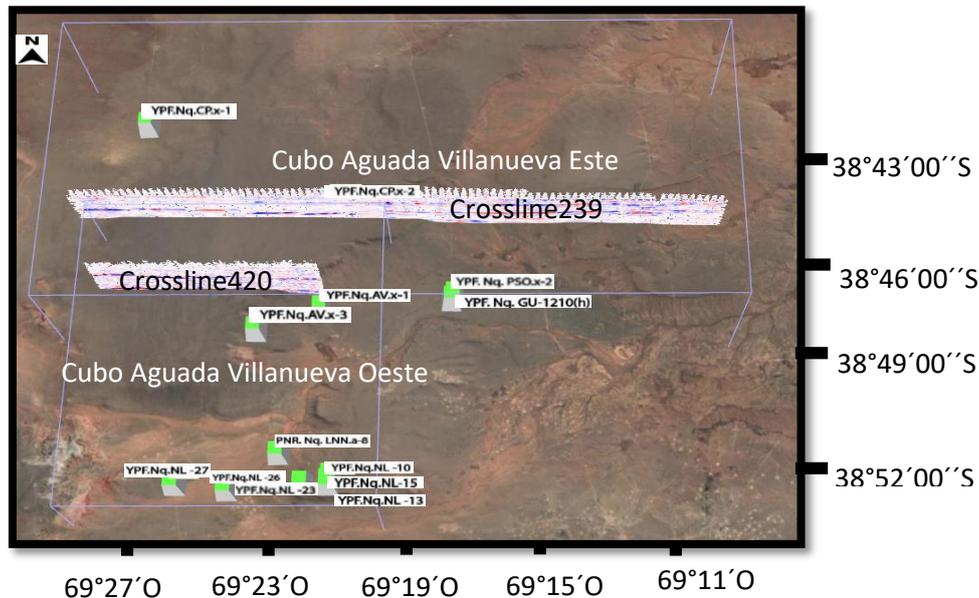


Fig.29. Imagen satelital del área de estudio con la *crossline* 420 correspondiente al cubo sísmico Aguada Villanueva Oeste y la *crossline* 239 correspondiente al cubo sísmico Aguada Villanueva Este.

Posteriormente se realizó la interpretación del horizonte más superficial con mejor continuidad, correspondiente a un reflector cercano al tope de la Formación Centenario, con el objetivo de observar si había una continuidad lineal de los mismos o si presentaban discontinuidad y su posible efecto en superficie para definir la existencia de deformación neotectónica. Además, se interpretaron el tope de la Formación Mulichinco y el de la Formación Quintuco- Vaca Muerta, además un reflector interno dentro de la Formación Centenario.

Para la interpretación de horizontes se realiza una grilla de *crossline* e *inline*, donde el espaciamiento depende del interés y detalle de estudio. En este caso, se creó una grilla de 5 a 10 *crossline* por 5 a 10 *inline*. Se recurre a un picado automático, para completar la interpretación realizada, dado que las superficies sísmicas interpretadas tienen continuidad lateral. En el caso de que las superficies sísmicas presenten desconexiones, estamos en presencia de una falla (Fig. 30). Las cuales se interpretan perpendiculares al rumbo de la falla.

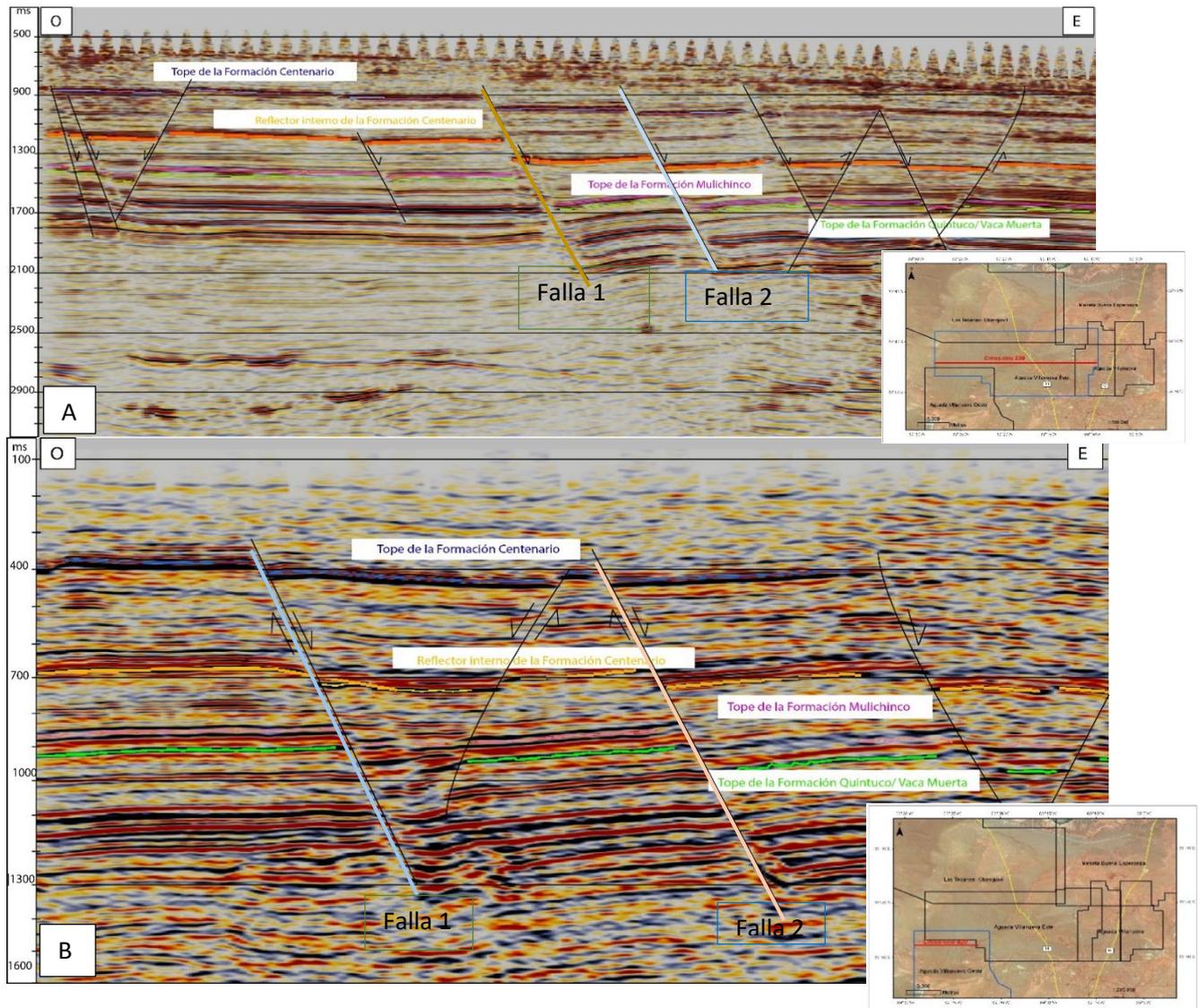


Fig. 30. A) Interpretación de horizontes y planos de fallas en la *crossline* 239 del cubo Aguada Villanueva Este. B) Interpretación de horizontes y planos de fallas en la *crossline* 420 del cubo sísmico Aguada Villanueva Oeste.

Se realizó el cálculo aproximado del rechazo vertical sobre dos fallas del cubo Aguada Villanueva Este (Fig.31) y Aguada Villanueva Oeste (Fig.32). Se hace el cálculo de la siguiente manera

$$\Delta z (m) = \frac{\Delta T(ms)}{2000} \times V \left( \frac{m}{s} \right)$$

$\Delta z$ : rechazo vertical en metros.

$\Delta T$ : rechazo vertical en tiempo sísmico (milisegundos).

$V$ : velocidad de la capa involucrada en (metros/ segundos).

No se cuenta en forma directa con el valor de la velocidad, por lo que se debe buscar una forma alternativa para efectuar los cálculos.

A partir del perfil sísmico se puede tomar un valor de velocidad promedio para los intervalos seleccionados. La siguiente formula permite convertir tiempo de tránsito sísmico en velocidad:

$$V \left( \frac{m}{s} \right) = \frac{304800}{Dt \left( \frac{us}{ft} \right)}$$

$Dt$ : tiempo de intervalo de tránsito (microsegundos/pie)

$V$ : velocidad de la capa involucrada en (metros/ segundos).

#### Calculo de velocidad en el pozo YPF.Nq.CP.x-2, del cubo Aguada Villanueva Este

- Velocidad de la Formación Centenario (estrato más somero)

A partir del perfil sísmico se tuvo un promedio de  $Dt$  de 74 (us/ft), permitiendo obtener una velocidad de

$$V \left( \frac{m}{s} \right) = \frac{304800}{83 \left( \frac{us}{ft} \right)} = 3658$$

- Velocidad de la Formación Quintuco (estrato más profundo)

A partir del perfil sísmico se tuvo un promedio de  $Dt$  de 69 (us/ft), permitiendo obtener una velocidad de

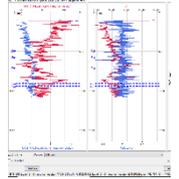
$$V \left( \frac{m}{s} \right) = \frac{304800}{75 \left( \frac{us}{ft} \right)} = 4064$$

Calculo de velocidad en el pozo PNR.Nq.LNN.a-8, del cubo Aguada Villanueva Oeste

- Velocidad de la Formación Centenario (estrato más somero)

A partir del perfil sónico se tuvo un promedio de Dt de 75 (us/ft), permitiendo obtener una velocidad de

$$V \left( \frac{m}{s} \right) = \frac{304800}{88 \left( \frac{us}{ft} \right)} = 3460$$



- Velocidad de la Formación Quintuco (estrato más profundo)

A partir del perfil sónico se tuvo un promedio de Dt de 70 (us/ft), permitiendo obtener una velocidad de

$$V \left( \frac{m}{s} \right) = \frac{304800}{77 \left( \frac{us}{ft} \right)} = 3930$$

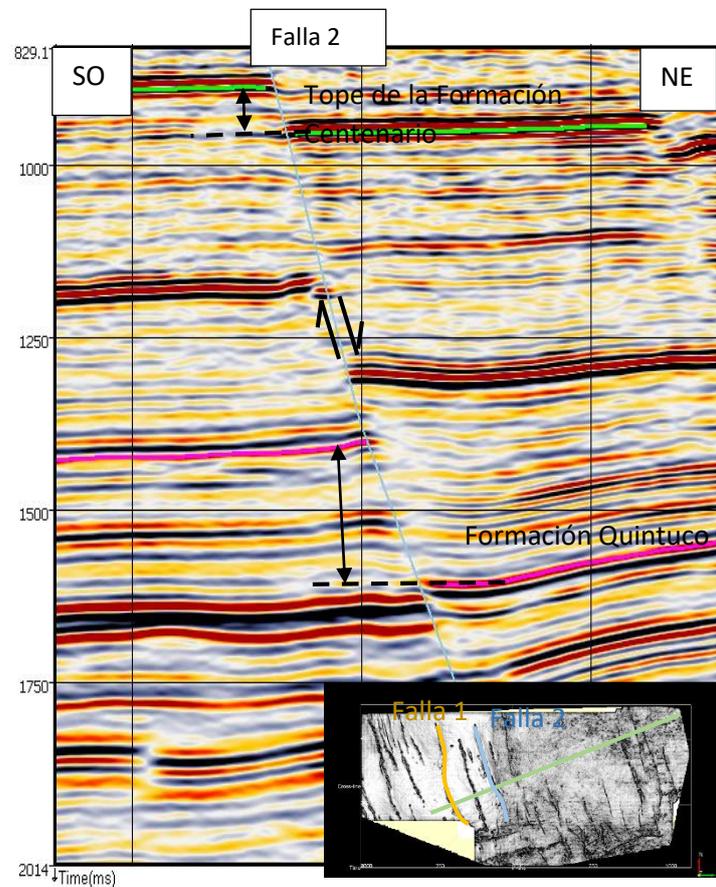
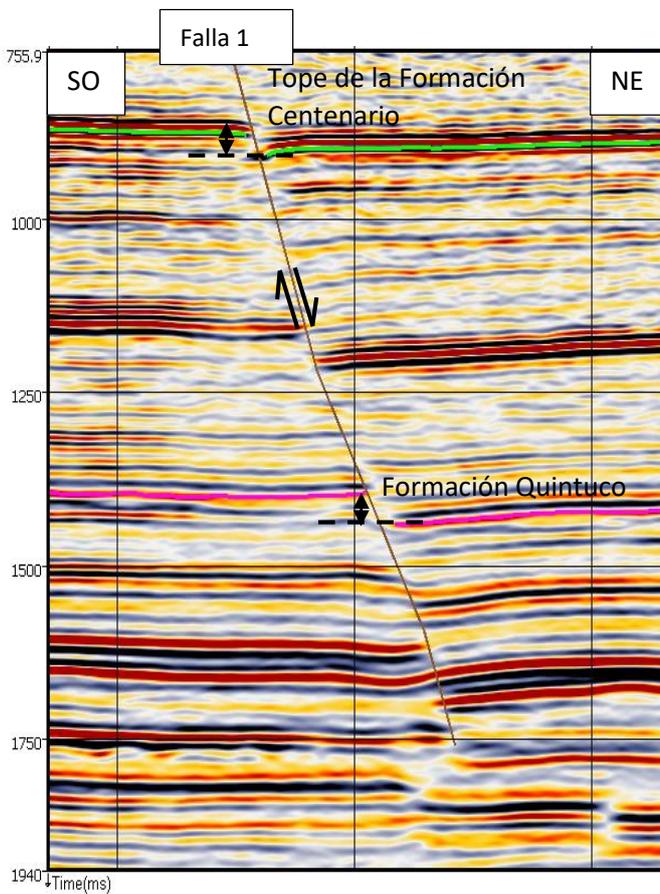
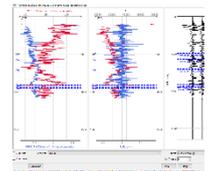


Fig.31. Medición de rechazo vertical de Aguada Villanueva Este

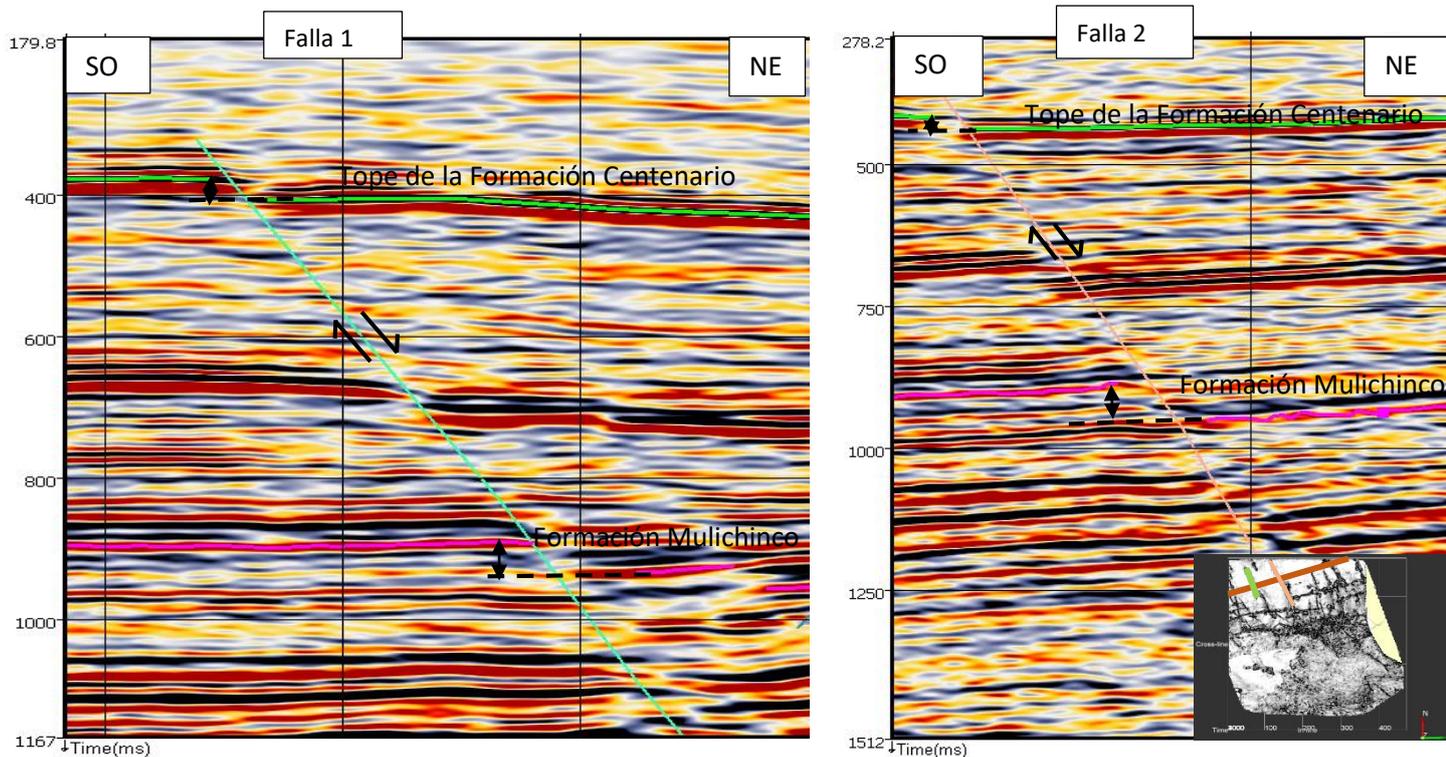


Fig.32. Medición de rechazo vertical de Aguada Villanueva Oeste

Una vez obtenida las velocidades correspondientes a intervalos de las Formaciones Centenario y Quintuco, se debe calcular el rechazo vertical en tiempo sísmico en milisegundos (se divide en 2, por ser el tiempo de ida y vuelta). Quedando representados en la tabla 5.

|  |                                 | Aguada Villanueva Este |         | Aguada Villanueva Oeste |         |
|--|---------------------------------|------------------------|---------|-------------------------|---------|
|  |                                 | Falla 1                | Falla 2 | Falla 1                 | Falla 2 |
| Velocidad interválica en la Formación Centenario (metros/segundos) |                                 | 3658                   |         | 3460                    |         |
| Velocidad interválica en la Formación Quintuco (metros/segundos)   |                                 | 4064                   |         | 3930                    |         |
| $\Delta T$<br>(milisegundos)                                       | Tope de la Formación Centenario | 58,69                  | 38,29   | 36,36                   | 27,2    |
|  | Tope de la Formación Quintuco   | 81,8                   | 318,18  | 54,5                    | 72,7    |
| $\Delta z$ (metros)  | Tope de la Formación Centenario | 107                    | 70      | 62                      | 47      |
|  | Tope de la Formación Quintuco   | 166.2                  | 646.5   | 107                     | 142.8   |

Tabla 5. Calculo de rechazo vertical de Aguada Villanueva Este y de Aguada Villanueva Oeste.

Se observa que el rechazo vertical entre capas equivalentes en los cubos Aguada Villanueva Oeste y Aguada Villanueva Este, es mayor al tope de la Formación Quintuco y menor al tope de la Formación Centenario. El rechazo vertical se atenúa a medida que se asciende en la columna sedimentaria.

Una forma de observar con mejor precisión las zonas de fallas es con atributos. El atributo sísmico es un cálculo realizado sobre la información sísmica, permitiendo una interpretación más adecuada del objeto de interés. Según Barnes (2016), los atributos sísmicos son filtros que cuantifican propiedades de las imágenes sísmicas. Proveen información detallada al intérprete de los parámetros estructurales, estratigráficos y litológicos del prospecto sísmico (Turhan Taner *et al.*, 1994). Una vez interpretado el horizonte de interés se aplican los atributos con el objetivo de obtener o resaltar algún rasgo y/o patrones.

El atributo *Similarity* sirve principalmente para resaltar las fallas. Expresa cuanto se parecen dos o más segmentos de trazas. Lo que hace es medir traza a traza la similitud de los datos sísmicos dentro de una ventana de tiempo, razón por la cual las zonas falladas serán resaltadas, al presentar una baja similitud los datos adyacentes (separados por un plano de falla) (Cámara Mendoza *et al.*, 2015).

Después de interpretar el tope de la Formación Centenario sobre los cubos Aguada Villanueva 3D, Aguada Villanueva Oeste, Aguada Villanueva Este, Las Tacanas Chasquivil, y Meseta Buena Esperanza (Fig.33), se procedió a realizar un interpolado de datos (*grid*) para llenar espacios (Fig. 34).

Una vez realizada la interpretación del tope de la Formación Centenario, se calculó el atributo *Similarity* (Fig.35) sobre el cual se identificaron lineamientos en los cubos Aguada Villanueva Oeste, Aguada Villanueva 3D1, Aguada Villanueva Este, y Las Tacanas Chasquivil. Las fallas se interpretaron en secciones perpendiculares al rumbo general. Son fallas normales, las cuales presentan un lineamiento con orientación NNO-SSO (aproximadamente con rumbo N19- 24°O, S15-20°O) en el cubo Aguada Villanueva Este, Las Tacanas-Chasquivil, y Aguada Villanueva Oeste. En el cubo Aguada Villanueva Oeste, Aguada Villanueva 3D1 y Aguada Villanueva Este, se reconoció un juego de fallas con orientación ENE- OSO (aproximadamente con rumbo N5-15°E). En el cubo Aguada Villanueva 3D1 el lineamiento ENE, coincide con un rasgo superficial (cauce de río) que se observa en la imagen satelital.

Dichos cubos sísmicos con el atributo *Similarity*, se superpusieron en la imagen satelital del área de estudio para mostrar las zonas con presencias de fallas sobre la base del Grupo Neuquén (Fig. 36).

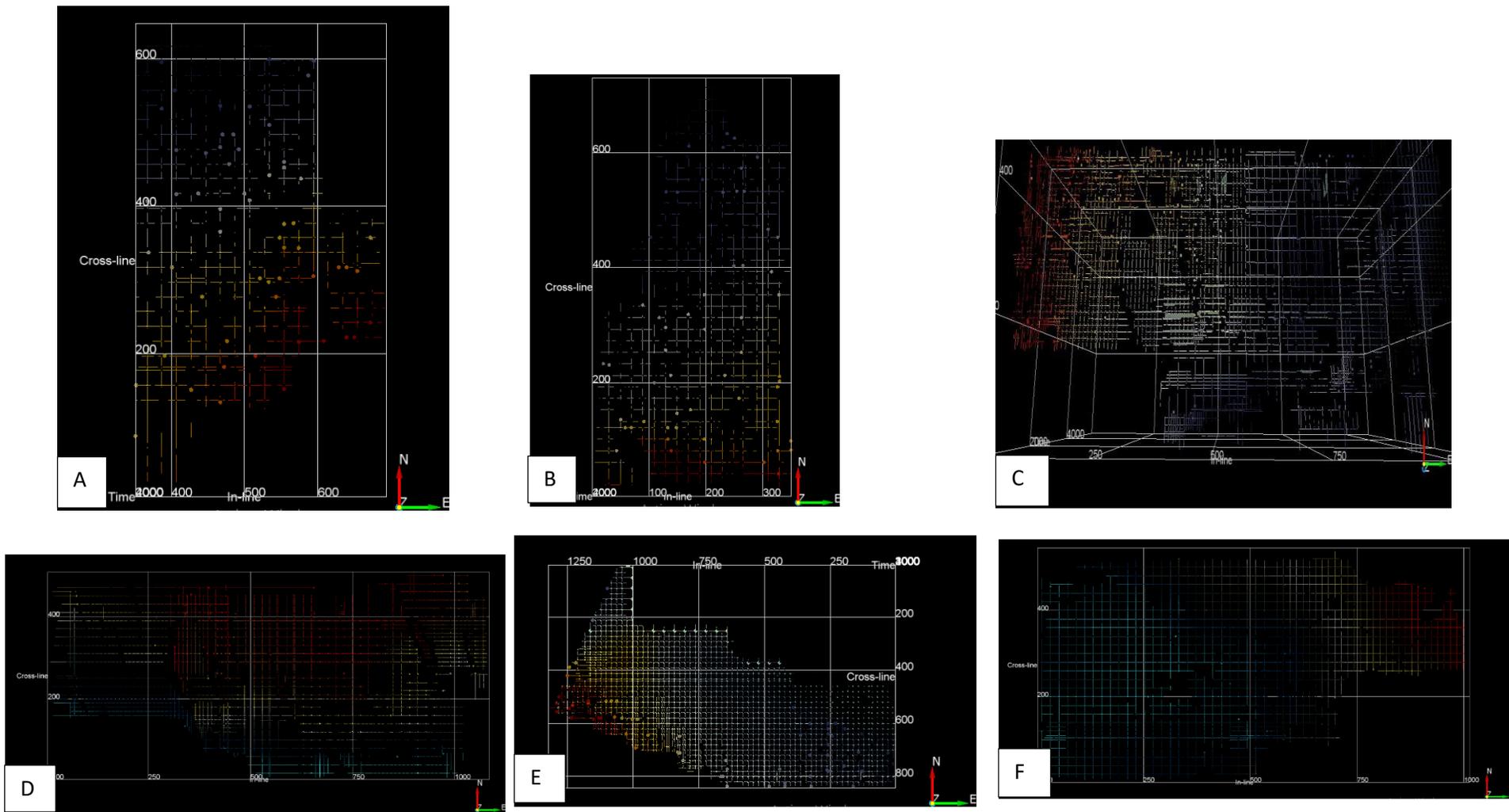


Fig. 33. Picado del tope de la Formación Centenario. A) Aguada Villanueva 3D 2. B) Aguada Villanueva 3D 1. C) Aguada Villanueva Oeste. D) Aguada Villanueva Este. E) Las Tacanas Chasquivil. F) Meseta Buena Esperanza.

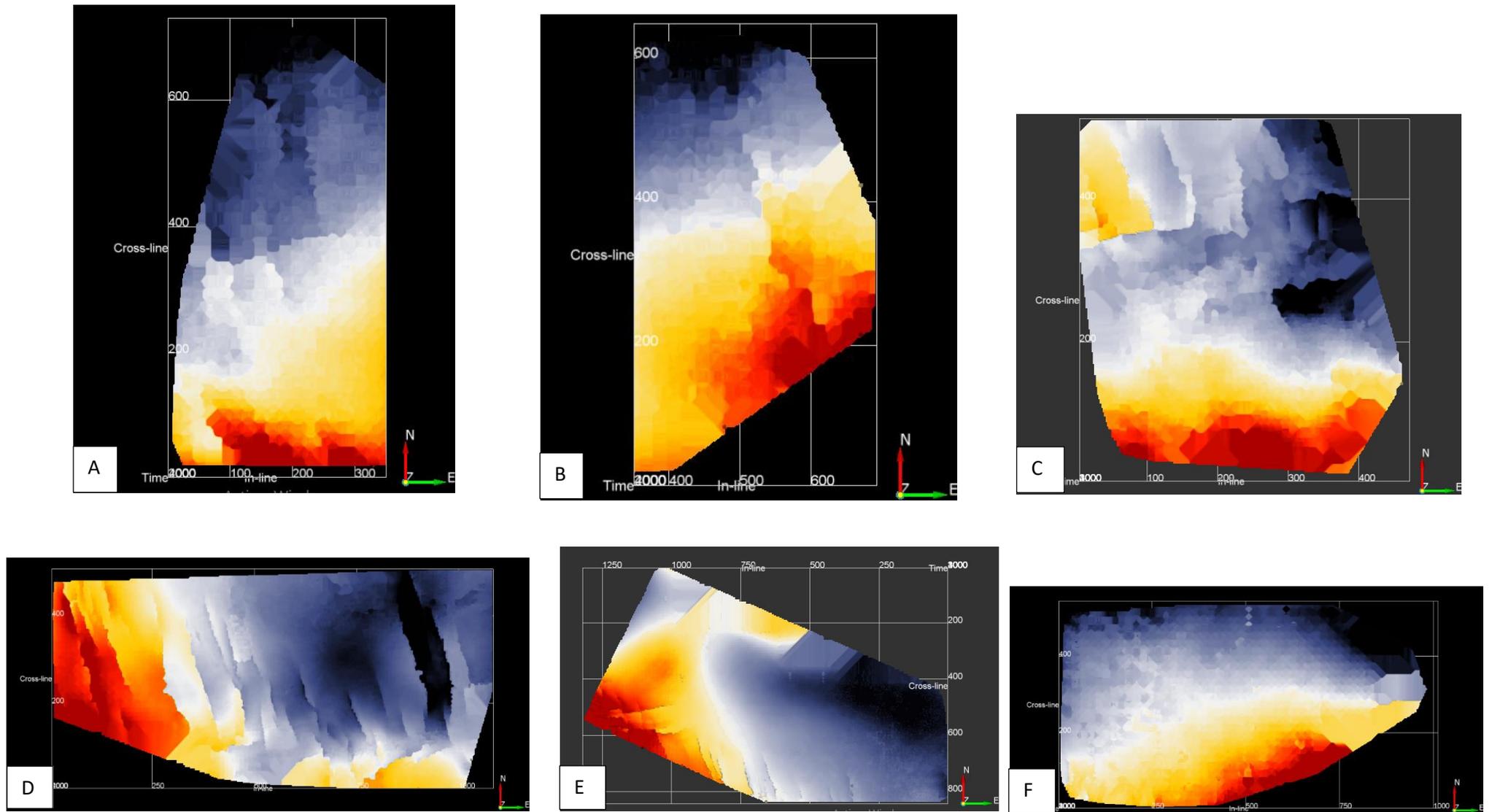


Fig. 34. Interpolación de datos al tope de la Formación Centenario. A) Aguada Villanueva 3D 2. B) Aguada Villanueva 3D 1. C) Aguada Villanueva Oeste. D) Aguada Villanueva Este. E) Las Tacanas Chasquivil. F) Meseta Buena Esperanza.

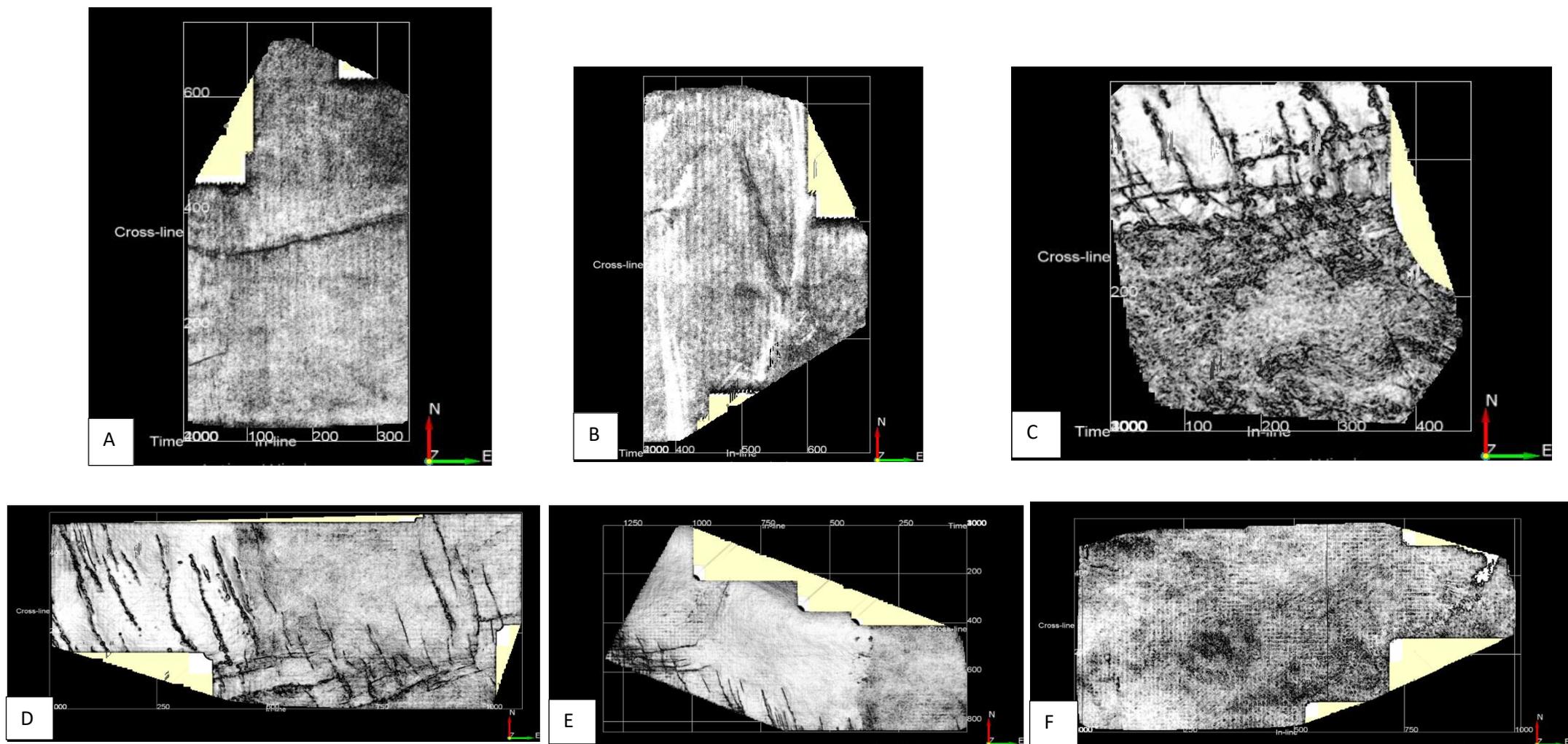


Fig. 35. Atributo *similarity* mostrando lineamientos sobre el tope de la Formación Centenario. A) Aguada Villanueva 3D 2. B) Aguada Villanueva 3D 1. C) Aguada Villanueva Oeste. D) Aguada Villanueva Este. E) Las Tacanas Chasquivil. F) Meseta Buena Esperanza.

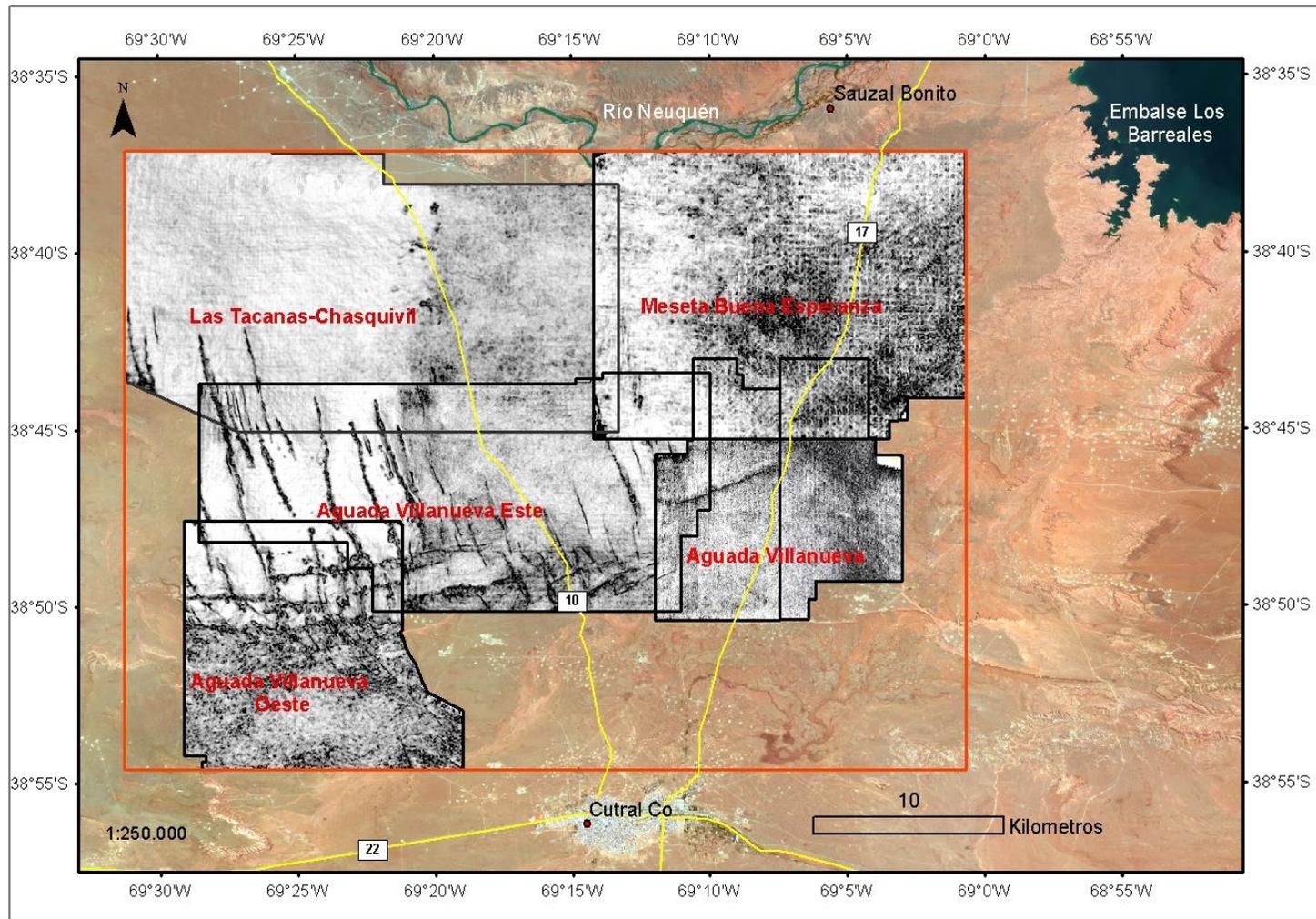


Fig.36. Superposición del atributo sísmico *Similarity*, lineamientos de las fallas observadas sobre el tope de la Formación Centenario con la imagen satelital del área de estudio.

### 3.2.2. Análisis estructural al Tope de la Formación Centenario

Las fallas observadas en los cubos Aguada Villanueva Este, Aguada Villanueva Oeste y en el cubo Las Tacanas –Chasquivil, presentan una mejor continuidad lateral. En la fig. 37, se representaron los dos juegos de fallas principales reconocidos en el área, uno con rumbo NNO-SSE (representadas de color azul), y otro juego de fallas con rumbo ENE-OSO hacía el sur del área (representadas de color rojo).

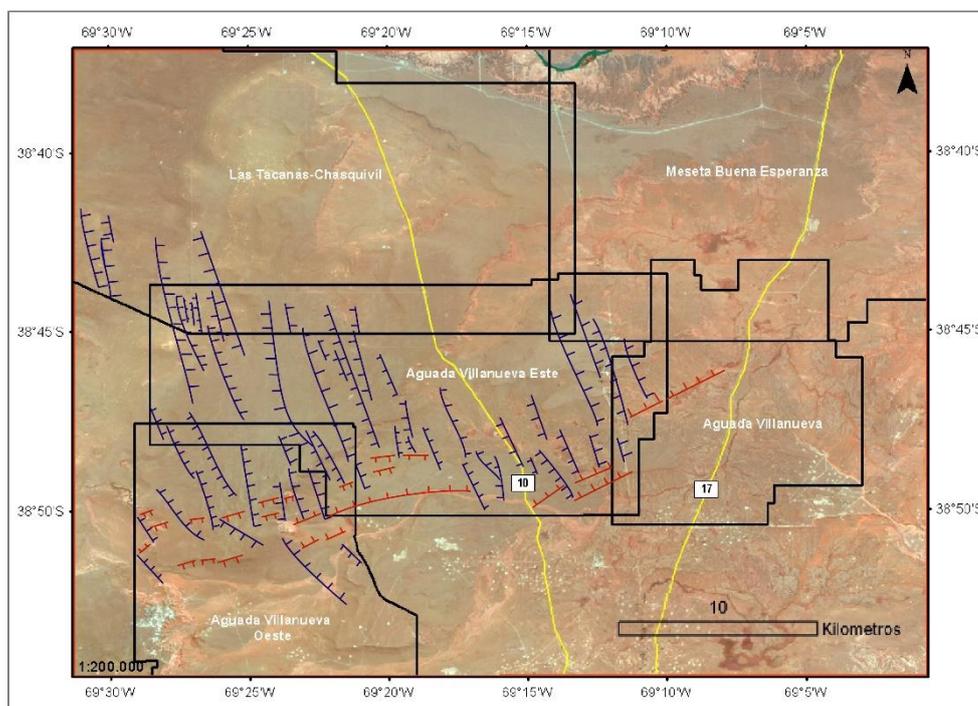


Fig.37. Superposición de fallas con rumbo NNO-SSE y ENE-OSO interpretadas al tope de la Formación Centenario, sobre la imagen satelital del área.

En el sector occidental y central las fallas normales ENE-OSO son discontinuas, presentándose como segmentos separados por el sistema de falla de orientación NNO-SSE.

El área fue afectada por dos periodos de deformación. El primero ocurrió durante la etapa de *synrift* (Triásico Tardío, Jurásico Temprano), en la que se observan fallas normales NO-SE, que están asociadas a extensión cortical regional controlada por la fábrica del basamento. Expresan un campo de esfuerzo con  $\sigma_1$  vertical a  $30^\circ$  del plano de falla, y  $\sigma_3$  horizontal con una orientación aproximada NE, generando los hemigrábenes con orientación NO-SE.

Un segundo evento de deformación que se caracterizan por una disposición de fallas normales en échelon, con orientación NNO-SSE (Fig.38). Presentan buzamientos tanto hacia el NE como hacia el SO y el mayor rechazo vertical dentro de la secuencia de estudio está dentro del Grupo Mendoza. Estas estructuras más someras se agrupan en una franja de orientación NO-SE (fig. 37), coincidente con el sistema de fallas normales de basamento de rumbo NO-SE. Dicha disposición puede interpretarse como relacionadas a fallas profundas con raíces en el basamento, las cuales se reactivaron con movimiento de

rumbo transcurrente dextral, generando el patrón en échelon que se observan en los niveles superiores, de acuerdo a (Silvestro y Zubiri, 2008; Cristallini *et al.*, 2009).

Este lineamiento NO-SE en el área, fue interpretado por Silvestro y Zubiri (2008) como una falla de rumbo con desplazamiento lateral de tipo dextral. Dichos autores, postulan un origen para esta estructura relacionado a la convergencia oblicua, entre dos zonas de comportamiento mecánico diferente. Cristallini *et al.* (2009) por su parte postulan que estas fallas en échelon es explicada como una componente de rumbo dextral sobrepuestas a fallas precuyanas existentes.

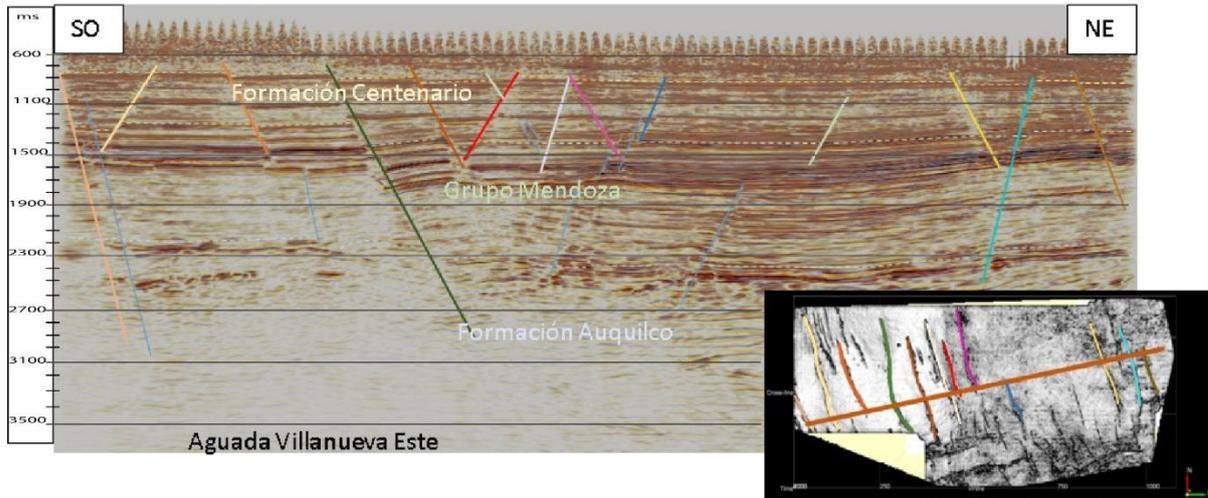


Fig. 38. Sección sísmica correspondiente al cubo Aguada Villanueva Este, mostrando las fallas normales con orientación NNO-SSE.

En la zona de cizalla NO-SE, que contiene las fallas en échelon, el esfuerzo máximo compresivo ( $\sigma_1$ ) se dispondría paralelo a las fallas, con una orientación NO y el esfuerzo mínimo compresivo ( $\sigma_3$ ), se ubica perpendicular a la fallas, con una orientación aproximadamente NE. Estas fallas normales generan estructuras tipo flor negativa (fallamiento secundario) vinculado con transtesión, cuya parte interior está en extensión y hundimiento (Fig.39).

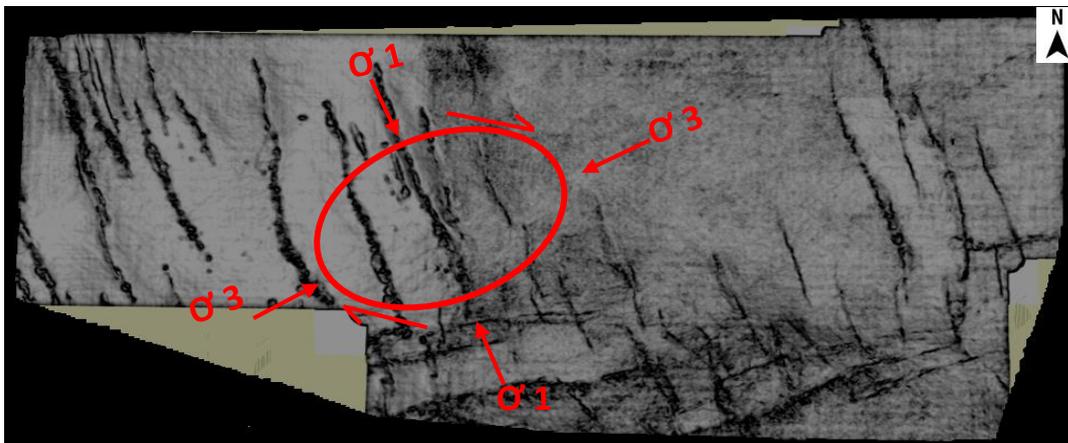


Fig. 39. Elipse de deformación en rojo, donde  $\sigma_1$  esta paralelo a las fallas y  $\sigma_3$  perpendicular a las fallas correspondientes al cubo Aguada Villanueva Este.

El sistema de falla de rumbo genera estructuras tipo flor negativa, las cuales están asociadas con estructura tipo flor negativo de menor extensión longitudinal, que se extienden dentro de los depósitos sedimentarios del Grupo Mendoza y de la Formación Centenario (Fig.40).

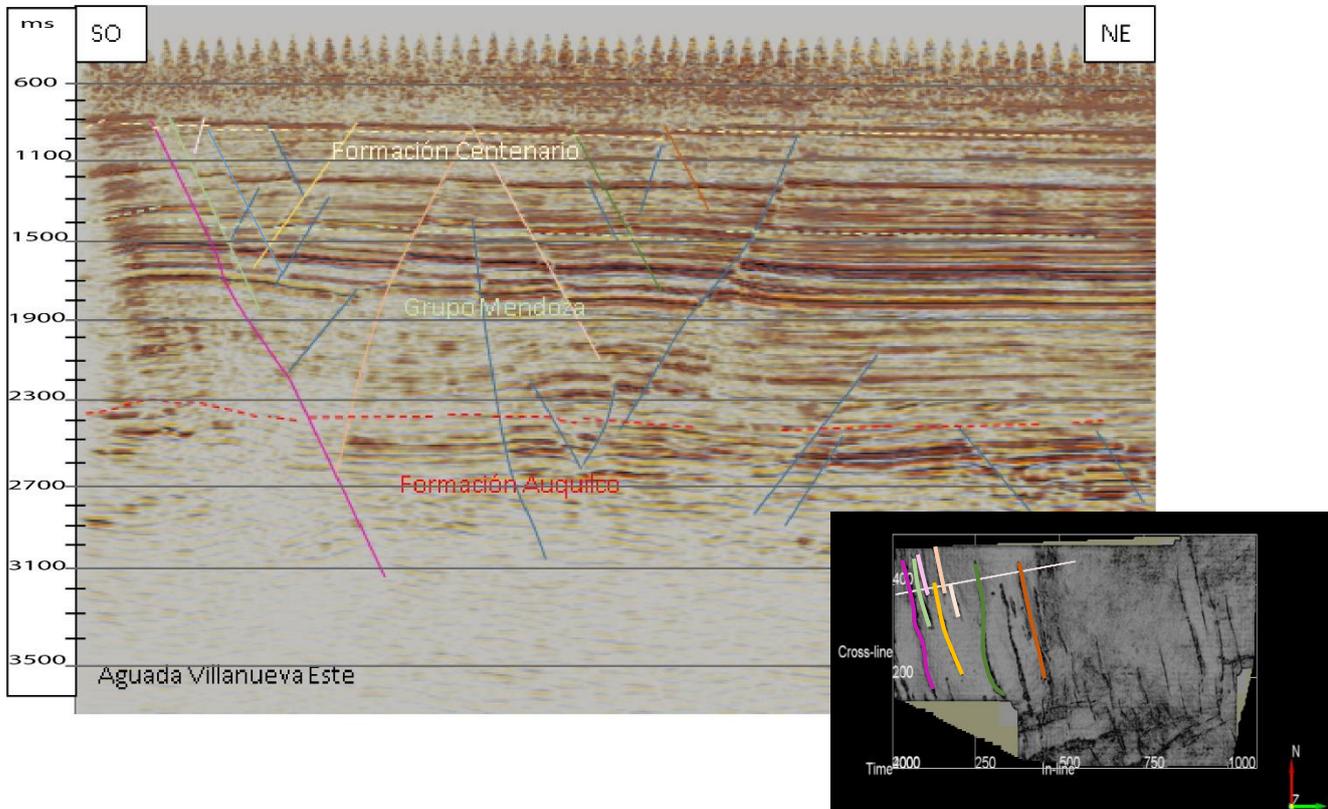


Fig. 40. Estructuras tipo flor negativos desarrollados sobre el Grupo Mendoza y la Formación Centenario.

Las fallas ENE-OSO adquieren mayor desarrollo en el sector sur y central del área de estudio. La zona de fallas tiene una extensión de aproximadamente 27 kilómetros en la zona sur de estudio. Tienen una inclinación tanto hacia el NO como hacia el SE.

En la Fig. 41, se puede observar una posible falla maestra (color rojo) y fallas secundarias, que se extienden desde el Grupo Cuyo hacia la Formación Centenario. Los niveles que presentan mayor rechazo vertical dentro de la zona de estudio, son los correspondientes al Grupo Mendoza.

Los lineamientos con orientación ENE-OSO, de carácter extensional observadas en el sector sur, presentan el mismo rumbo que el sistema de fallas de la Dorsal, por lo cual se las relaciona a la última deformación estructural de esta región, posiblemente ocurridas entre el Cretácico y el Cenozoico.

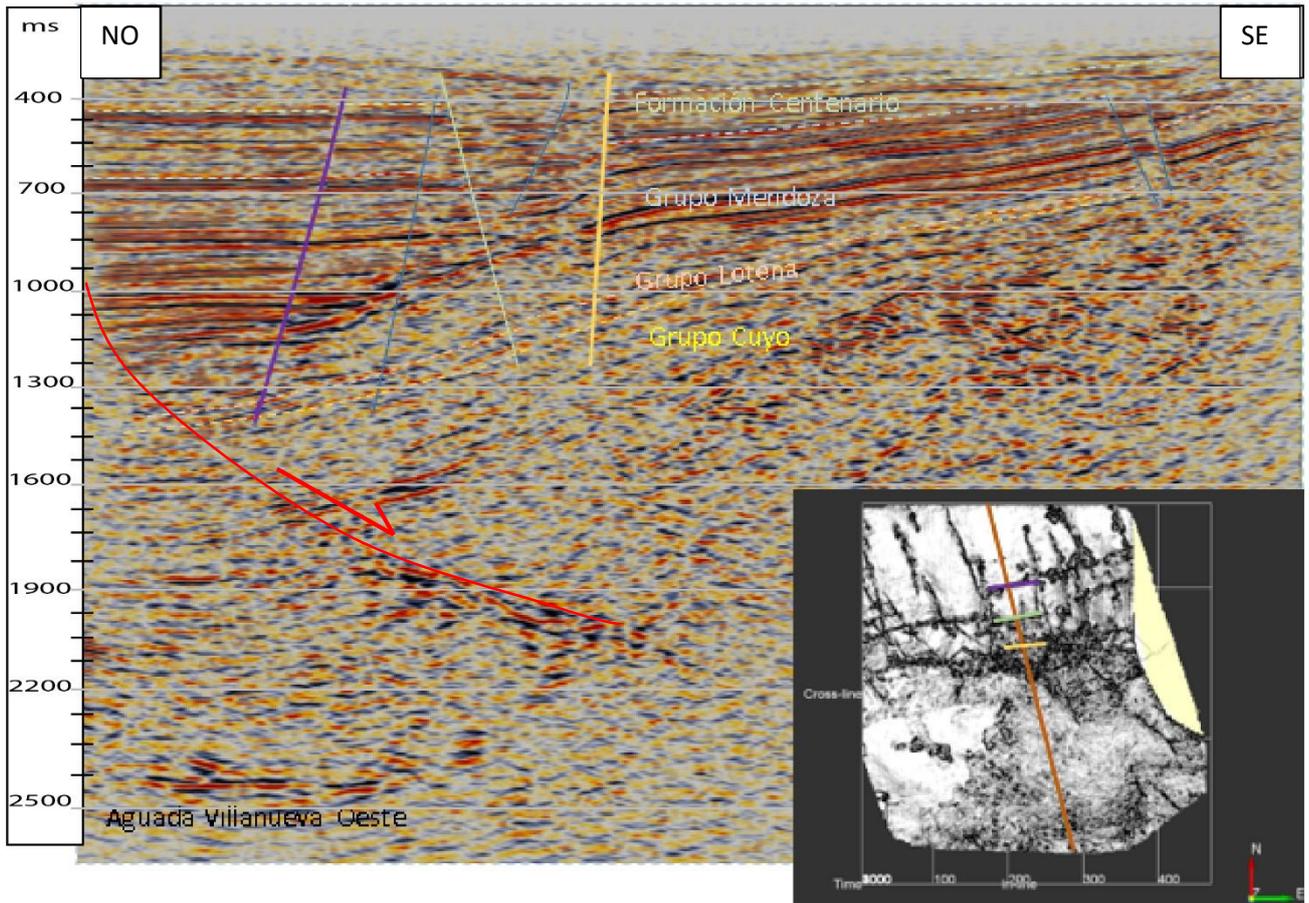


Fig. 41. Sección sísmica mostrando fallas de orientación ENE en el cubo Aguada Villanueva Oeste.

En el cubo Aguada Villanueva, se observa una posible falla de orientación ENE, con un rechazo muy débil (Fig.42), la misma puede estar relacionado con algún rasgo de superficie que afecte el dato sísmico.

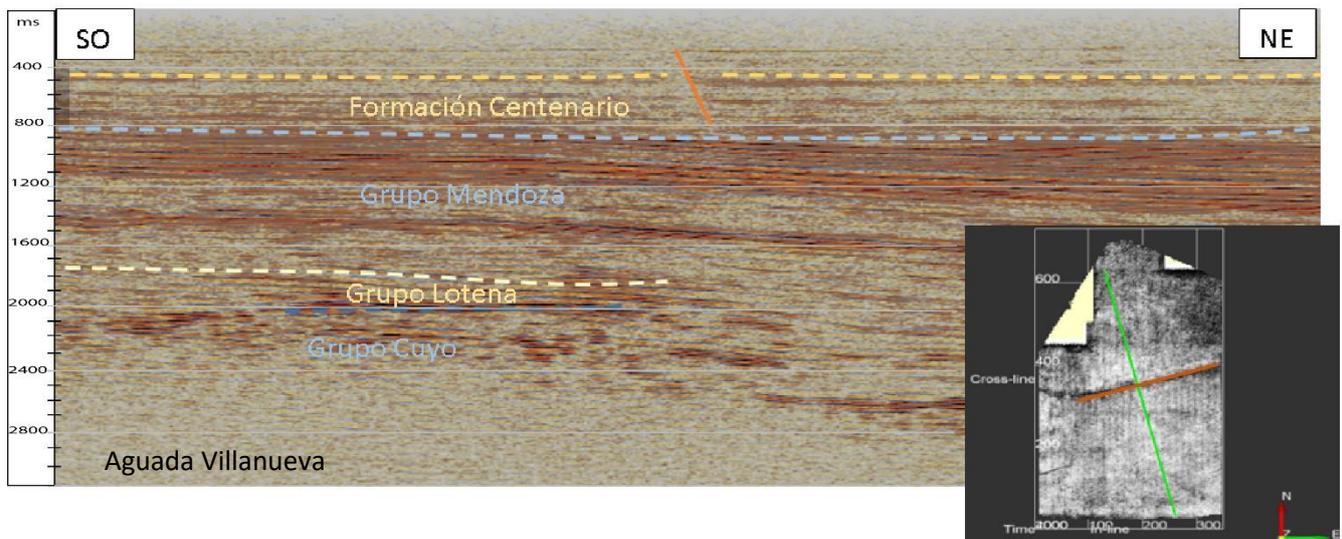


Fig.42. Sección sísmica mostrando posible fallas de orientación ENE en el cubo Aguada Villanueva.

### 3.2.3 Mapas isócronos

Una vez completada la interpretación de la superficie sísmica y fallas, se confeccionaron mapas isócronos en los cubos Aguada Villanueva Este, Aguada Villanueva Oeste, Aguada Villanueva, Las Tacanas- Chasquivil y en el cubo Meseta Buena Esperanza. Estos mapas permiten discriminar el relieve estructural del tope de la Formación Centenario en tiempo (milisegundos). Las líneas isócronas unen puntos de igual tiempo.

Se realizó un mapa isócrono de toda el área de estudio, con el objetivo de integrar la información correspondiente al mismo tope formacional (Fig. 43). En el mapa se puede observar que el tope de la Formación Centenario, muestra una pendiente regional que buza hacia el nor-noreste donde el relieve estructural es menor, representada por colores oscuros (azul), a diferencia del sector sur-suroeste en donde el relieve estructural es mayor, representado por los colores claros (naranja). La diferencia de tiempo permitió detectar la presencia de fallas importantes ya reconocidas previamente.

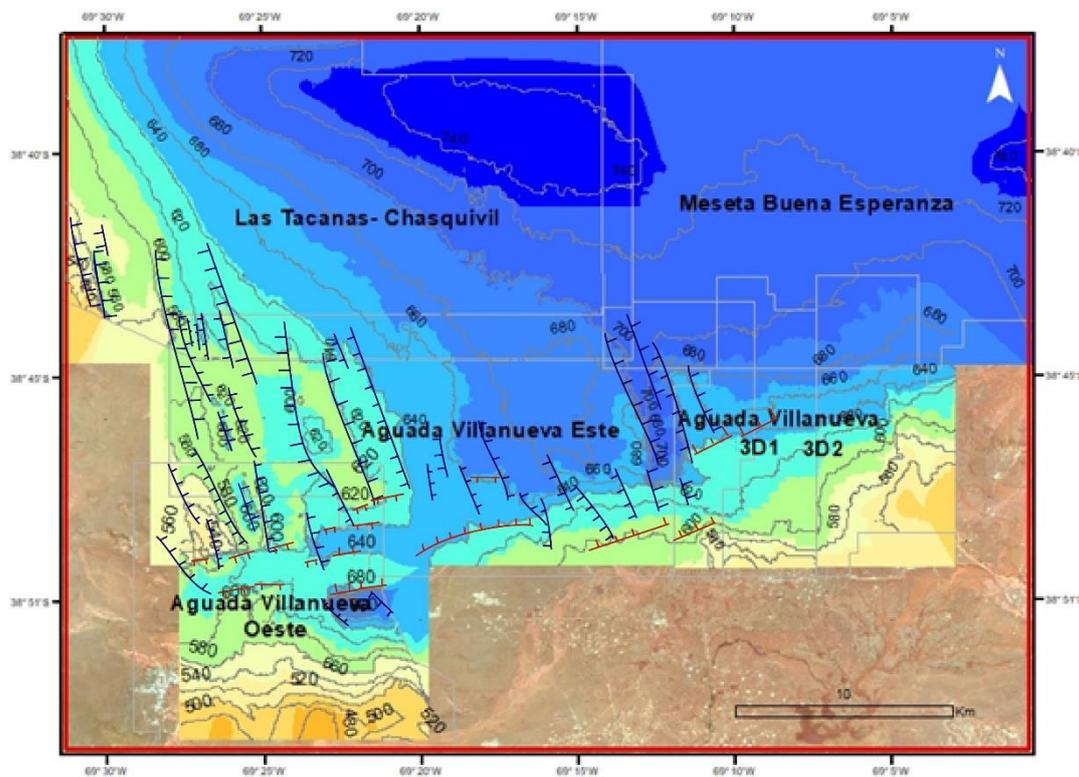
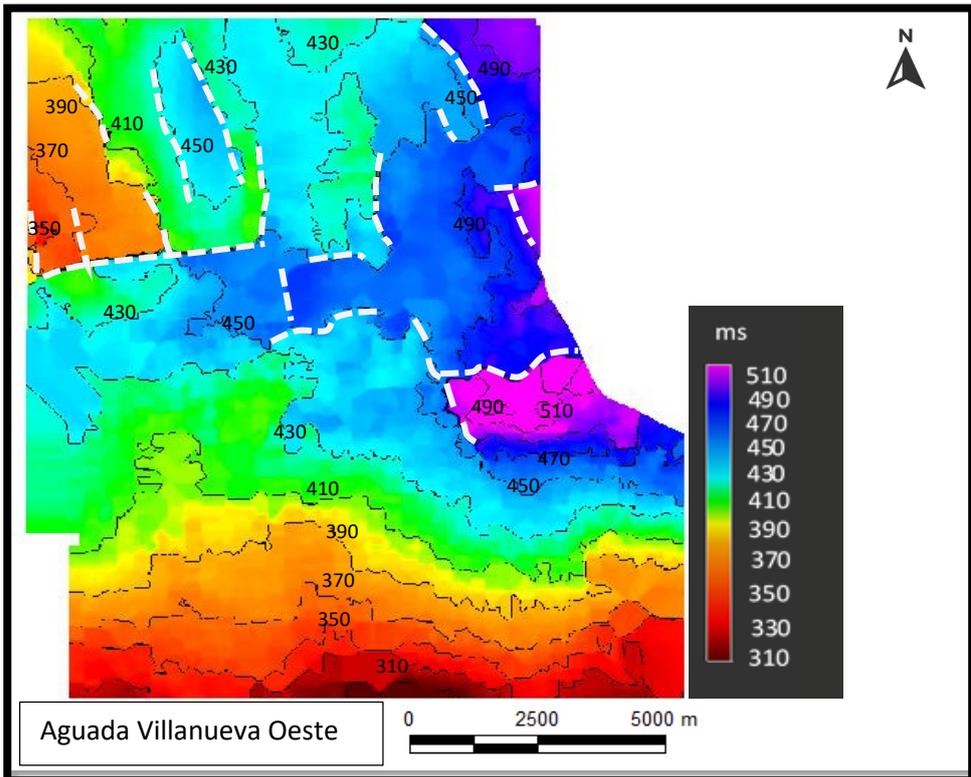


Fig.43. Mapa integrado a partir de la información de los mapas de los cubos correspondientes al área de estudio. Los colores azules corresponden a bajos estructurales y los colores naranjas-rojos a altos estructurales.

Se analizaron con mayor precisión los mapas isócronos del cubo Aguada Villanueva Este y Aguada Villanueva Oeste, en los cuales se reconocieron en la sísmica la mayor cantidad de fallas, a través del atributo *Similarity*. En ambas áreas se observa un salto abrupto de los colores dado por el apilamiento de las líneas isócronas debido a la presencia de fallas con orientación NO- SE y ENE en el centro y norte de las áreas (Fig. 44 y 45).

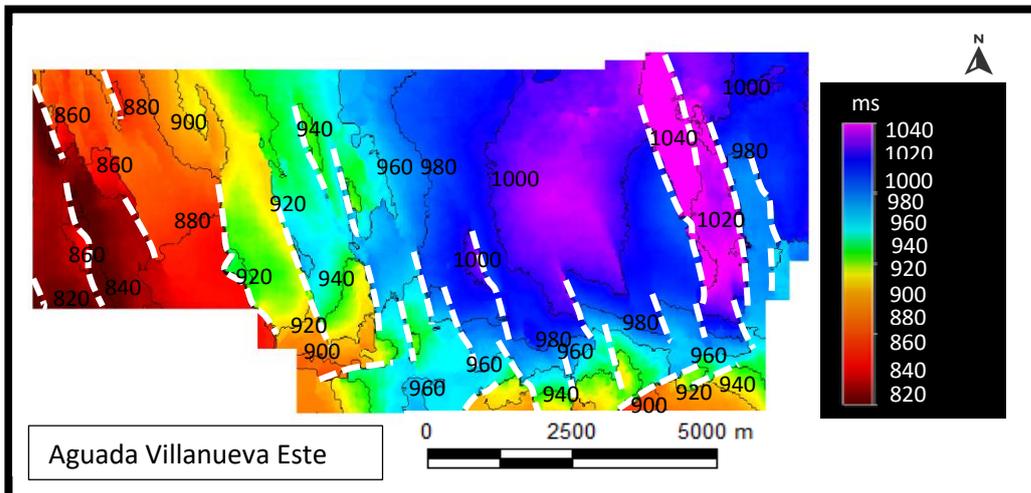


Mapa isócrono al tope de la Formación Centenario

Equidistancia: 20 ms

Datum: 620 msnm

Fig. 44. Mapa isócrono en milisegundos del tope de la Formación Centenario en el cubo Aguada Villanueva Este.



Mapa isócrono al tope de la Formación Centenario

Equidistancia: 20 ms

Datum: 1300 msnm

Fig. 45. Mapa isócrono en milisegundos del tope de la Formación Centenario en el cubo Aguada Villanueva Oeste.

## 4. CONCLUSIÓN

- Del análisis geológico de superficie se pudieron reconocer tres tipos de terrazas principales en el área de estudio atribuidos al Pleistoceno medio-tardío, los cuales se apoyan sobre los depósitos sedimentarios Mesozoicos correspondientes al Grupo Neuquén.
- A partir de la interpretación sísmica del subsuelo y el mapeo de la Formación Centenario, en los cubos sísmicos de Aguada Villanueva Oeste, Aguada Villanueva Este, Aguada Villanueva 3D1 y del cubo Las Tacanas- Chasquivil, se han identificado dos sets de fallas normales (NNO-SSE y ENE-OSO) que afectan a esta unidad.
- El set NNO-SSE, corresponde a fallas normales en échelon, las cuales se relaciona a fallas profundas con raíces en el basamento, reactivada con movimiento de rumbo dextral.
- El sistema de fallas ENE-OSO, se debe al desarrollo de un sistema extensional, asociado al rumbo de la Dorsal de Huincul.
- En el cubo Aguada Villanueva 3D1, la falla con orientación ENE podría estar relacionada con algún rasgo de superficie que afecte el dato sísmico.
- La zona de fallas está cubierta en superficie por depósitos Pleistocenos (que cubren el I nivel de pedimentos, y los que cubren superficies pedimentadas de flancos) y Holocenos (depósitos aluviales actuales) aflorantes.
- No se ha podido correlacionar ninguna falla con ningún rasgo estructural en superficie.
- La ausencia de rasgos estructurales sobresalientes en el área de estudio a partir del análisis de imágenes satelitales y control de campo parcial, ha determinado la falta de deformación neotectónica en superficie. No quita la posibilidad de rasgos neotectónicos sutiles.

## 5. BIBLIOGRAFÍA

Anci Araniti, P. B. (2012). Interpretación de Sísmica 3D en la Cuenca Neuquina, área Las Tacanas, provincia de Neuquén, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura en Geofísica. Universidad Nacional de San Juan.

Ardolino, A. y Franchi, M. (1996). Geología y recursos minerales del Departamento Añelo, provincia del Neuquén, República Argentina. Anales Dirección Nacional del Servicio Geológico, 25:1-212. Buenos Aires.

Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. (2011). El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano - Medio) en la Cuenca Neuquina. Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 77-89.

Backé, G., Hervouët, Y., Dhont, D. (2006). Cenozoic extension vs. Compression in the central Neuquén basin (S 37° - S 36°, Argentina). En Kay, S., Ramos, V. and Dickinson, W (eds.) Backbone of the Americas: Ridge collision, shallow subduction and plateau uplift. Geological Society of America. Abstracts with programs N° 2: 111-112.

- Baldwyn, H.L. (1942). Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 19(214): 37-50. Buenos Aires.
- Barnes, A. E. (2016). *Handbook of Poststack Seismic Attributes*. Society of Exploration Geophysicists.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, 247 p.
- Cámara Mendoza, L. A., Ponce Muñoz, K., Abreu Torres, J. E., Manzo Mejía L. P. J. (2015). Sismología Aplicada a la Exploración Petrolera. Análisis de atributos. <https://equipo2saep2016-1.weebly.com/blog/analisis-de-atributos#comments>.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. (2011). El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia Del Neuquén*. 63-76.
- Cazau, L.B. y Uliana, M. A. (1973). El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131- 163, Buenos Aires.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A. (2003). Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429–443.
- Colavitto, B., Sagripanti, L., Fennell, L. M., Folguera, A. y Costa, C. (2019). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba., Evidence of Quaternary tectonics along Río Grande valley, southern Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Geomorphology*, <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.06.025>.
- Correa -Otto, S. y Nacif, S. (2017). Sismicidad en la cuenca Neuquina, monitoreo de la actividad de fracking en la formación Vaca Muerta. I Congreso Binacional de Investigación Científica Argentina- Chile. V Encuentro de Jóvenes Investigadores. Universidad Nacional de San Juan.
- Costa, C., Audemard, F., Bezerra, F.H.R., Lavenu, A., Machette, M.N. y París, G. (2006). An overview of the Main Quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 61, 461–479.
- Costa, C., Cisneros, H., Pedersen, O., Casa, A., Coppolecchia, M., Yamin, M., Pérez, I., Tello, G., Ramírez, V., Terán, N., Valencia, J., López, S., Minaya, E., Ruiz, M., Chirinos, C., Hermanns, R., Jermyn, C., Krauth, O., Cerritos, O. y Entrena, M. (2009). Atlas de deformaciones cuaternarias de Los Andes. Proyecto Multinacional Andino. *Geociencia para las Comunidades Andinas* 7: 260-272.
- Costa, C. (2020). Aspectos Generales de la Neotectónica Sudamericana. 1° Charla de divulgación de la Comisión de Tectónica de la Asociación Geológica Argentina. San Luis, Argentina. DOI: 10.13140/RG.2.2.13640.14089.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J. M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechi, F., Barredo, S. y Zambrano, O. (2009). Controles precuyanos en la estructura de cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 248-264.
- Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., Garrett, S.W., Grunow, A.M., Herrad, L.B.D. y Pankhurst, R.J. (1987). Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland. *Geological Society of London, Special Publication, No. 28*, p. 433-441.

Danderfer, J. y Vera, P. (1992). Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de la provincia del Neuquén. En: Geología y Recursos Minerales del Departamento Confluencia, Boletín 1. Servicio Geológico Neuquino, Dirección Provincial de Minería, Ministerio de Producción. 91 p.

de Ferrariís, C. (1947). Edad del arco o dorsal Antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 2(3): 256-283. Buenos Aires.

de Ferrariís, C. (1968). El Cretácico del norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 121-144. Buenos Aires.

Di Giulio, A., Ronchi A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. (2012). Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40: 559-562.

Digregorio, J. H. (1972). Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. República Argentina. pp. 439-506. Córdoba.

Doering, A. (1882). Geología. En: Informe oficial de la Comisión agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de Abril, Mayo y Junio de 1879, bajo las órdenes del General Julio A. Roca. III° Parte, Geología: 299-530. Buenos Aires.

Fernández Aguilar, R. (1945). Los yacimientos de areniscas cupríferas del Neuquén. Dirección de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 58: 1-27, Buenos Aires.

Folguera, A., Ramos, V. A. y Melnick, D. (2002). "Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos en los últimos 30 millones de años (36°-39°S)". *Revista Geológica de Chile* 29: pp. 151-165.

Folguera, A., Ramos, V. A., Zapata, T. R., Spagnuolo, M. y Miranda, F. (2005). "Pliocene to Quaternary retro-arc extension in the Andes at 35°-37°39'S". 6th. International Symposium on Andean Geodynamics (Barcelona), Extended Abstracts: pp. 277-280.

Folguera, A., Zapata, T. R. y Ramos, V. A. (2006). Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°- 39°S), *Geological Society of America Special Paper* 407: pp. 267-285.

Folguera, A.; Bottesi, G.; Zapata, T.R.; Ramos, V.A. (2008). Crustal collapse in the Andean back-arc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'-37°30'S). *Tectonophysics* 459: 140-160.

Fossa Mancini, E., Feruglio E. y Yussen de Campana, J.C. (1938). Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 15(171): 1-67. Buenos Aires.

Franzosi, C. (2010). Aplicaciones del sensor Landsat. Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires. INEGI. Aspectos técnicos de las imágenes. México.

Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P., Ruffet, G. y d'Ars, J. (2007). Volcanism in a compressional Andean setting: a structural and geochronological study of Tromen

volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics* 26.TC4010. DOI:10.1029/2006TC002011.

García, V., Casa, A., Hongn, F., Figueroa V. S., Aranda Viana, R., Escalante, L., Montero-López, C., Yamin, M., Amengual, R. y Aramayo, A. (2017). Deformación cuaternaria. *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino – Tucumán*. pp. 624-645.

Garrido, A.C. (2000). Estudio estratigráfico y reconstrucción paleoambiental de las secuencias fosilíferas continentales del Cretácico Superior en las inmediaciones de Plaza Huincul, provincia del Neuquén. Trabajo Final para el Título de Grado. Escuela de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba.

Garrido, A.C. (2010). Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12, 121-177.

Garrido, A. C. (2011). El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J. C. y Vallés, J. M. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 231-244, Neuquén.

Gianni, G., Giménez, M., Sagripanti, L., Rusconi, F. y Folguera, A. (2012). La neotectónica en el flanco occidental del Tromen, frente orogénico andino a los 36°30'-37° S. *Acta digital de la XV Reunión de Tectónica*. San Juan.

Giusiano, A., Franchini, M., Pons, J. y Impiccini, A. (2009). Mineralización de Cu en el Grupo Neuquén asociada a la presencia de hidrocarburos, Dorsal de Huincul, Provincia de Neuquén, Argentina. 9° Congreso de Geología Económica, Actas: 53-58, Catamarca.

Gómez Omil, R., Schmithalter, J., Cangini, A., Albariño, L. y Corsi, A. (2002). El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huincul, Consideraciones Estratigráficas, Tectónicas y Petroleras. Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata). Actas en CD: 22 p.

Gómez R., Tunik M. y Casadío S. (2017). Análisis sedimentológico - petrográfico del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el área Vega Grande, sur de Mendoza. En: XX Congreso Geológico Argentino, Libro Digital 775-782.

Granero Hernández, A. y Schmid, J. (1956). Estudio geológico económico de las areniscas cupríferas de la zona de Plaza Huincul. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe 191, 93 p., Buenos Aires.

Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(3): 177-208. Buenos Aires.

Groeber, P. (1953). Andico. En: Groeber, P.: *Mesozoico*. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 2 (1):349-536. Buenos Aires.

Gulisano, C.A. (1981). "El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza". Buenos Aires. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: p. 579-592.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R. E. (1984a). Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta-

Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-235. Buenos Aires.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R. E. (1984b). Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. Buenos Aires.

Gulisano, C. A. y Gutiérrez Pleimling, A. R. (1995). "The Jurassic of the Neuquén Basin: Mendoza Province". Guía de Campo. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial pp.159: 103.

Guzmán, C., Cristallini, E. y Bottesi, G. (2007), Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34°S and 39°S from borehole breakout analysis, *Tectonics*, 26, TC3016. DOI: 10.1029/2006TC001958.

Herrero Ducloux, A. (1946). Contribución al conocimiento del Neuquén extrandino. *Boletín de Información Petroleras*, 23 (266): 1-39. Buenos Aires.

Hugo, C.A. y Leanza, H.A. (2001). Hoja Geológica 3069IV General Roca (escala 1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 308: 1-65. Buenos Aires.

Kay, S.M., Ramos, VA, Mpodozis, C. y Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, Vol. 17, p. 324-328.

Kay, S. M. (2002). Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. 15 Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 282- 283. El Calafate.

Keidel, J. (1917). Über des Patagonischen Taffelland des Patagonische gerölle und ihre ziehungen zu den geologischen erscheinungen in argentinische Andes gebiet und Littoral. *Zeitschrift der Deutsche Wissenschaft Verlag*, 3(5-6): 219-245. Stuttgart.

Leanza, H.A., Hugo, C. A. y Repol, D. (2001). Hoja geológica 3969-I, Zapala (escala 1: 250.000), provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 275: 1-128.

Leanza, H. A. (2005). Las principales discordancias del Jurásico Superior y el Cretácico en la Cuenca Neuquina. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires* 57, 147-155.

Legarreta, L. y Gulisano, C. (1989). Análisis Estratigráfico Secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior – Terciario Inferior). En: Chebli G.A. & Spaletti, L.A. (Eds.): Cuencas sedimentarias argentinas. Serie de Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.

Malecki, J.C. y González, O. R. (1986). Estudio Geológico Geotécnico de las rocas de fundación para el proyecto del aprovechamiento hidroeléctrico el Chihuido, Río Neuquén, Neuquén. Acta de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, vol. III (7-24). Buenos Aires.

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 formación Quintuco”, VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.

McCalpin, J. P. (1996). *Paleoseismology*. Academic Press: 588 p. London.

McCalpin, J.P. (2009). *Paleoseismology*, 2nd Ed. Academic Press, International Geophysics Series, 95. Elsevier Publishing, 647 p.

Méndez, V., Zappettini, E. y Zanettini, J. C. (1995). Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Secretaría de Minería. Anales 23: 1-190. Buenos Aires.

Messenger, G., Nivière, B., Martinod, J., Lacan, P. y Xavier, J.P. (2010). Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics*, 29. DOI:10.1029/2009TC002609.

Miall, A. D. (1988). Architectural elements analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22: 261-308.

Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits Sedimentary Facies, Basin analysis, and Petroleum geology*. Springer- Verlag Berlin Heidelberg: 582 p. Berlin.

Mosquera, A. y Ramos, V. A. (2006). Intraplate deformation in the Neuquén Basin. En: S. M. Kay y V. A. Ramos (eds.): *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper, 407, 97-124.

Mosquera, A. (2008). *Mecánica de deformación de la Cuenca Neuquina*. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. (Inédito).

Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V., Alarcón, M. y Zubiri, M. (2011). La estructura de la Dorsal de Huincul. *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. 385-398.

Obruchev, V.A. (1948). *Osvvnye cherty kinetiki I plastiki neotektoniki*. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geologicheskaya* 5: 13–24.

Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C. (2000). “The relationship of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate”. *Revista Geológica de Chile* 27: 177-203.

Orchuela, I.A., Ploszkiewicz, J.V. y Viñes, R. (1981). Reinterpretación estructural de la denominada Dorsal Neuquina. In Congreso Geológico Argentino, No. 8. Actas 3: 281-293. San Luis.

Orchuela I. A. y Ploszkiewicz, V. (1984). La Cuenca Neuquina. En V.A. Ramos (ed.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro*. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 1(7): 163- 188, S. C. de Bariloche.

Pángaro F., Pereira, M., Silvestro, J.L., Raggio, F., Pioli, O., Zubiri M. & Gozávez, G. (2006). Tectonic Inversion of the Huincul High, Neuquen Basin, Argentina: An Endangered Species. Stratigraphic Evidences of It's Disappearance. 9º Simposio Bolivariano Petroleum Exploration in the Subandean Basins, Actas digitales, Cartagena.

Pángaro, F., Pereira, D. M. y Micucci, E. (2009). El sinrift del ámbito de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: su evolución y control sobre el registro estratigráfico del

Jurásico y la evolución estructural del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 265-277.

Pardo Casas, F., Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3), 233-248.

Pettinari, G. y Giusiano, A. (2011). ARCILLAS ROJAS DEL GRUPO NEUQUÉN. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. pp.767 – 770.

Ploszkiewicz, J.V., Orchuela I., Vaillard J.C., y Vines, R. (1984). Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquen. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas II: 163- 169. Bariloche.

Pons, M.J., Franchini, M., Giusiano, A., Impiccini, A. y Godeas, M. (2009). Alteración, mineralización de Cu y bitumen en el prospecto Barda González, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 64. 321-333.

Pons, M. J., Giusiano, A. y Tunik, M.A. (2011). Caracterización de la Formación Huincul, (Grupo Neuquén) en el área del prospecto de Cobre Tordillos, Neuquén, Argentina. 18º Congreso Geológico Argentino. Actas 15: 1038-1039. Neuquén.

Pons, M.J., Giusiano, A., Tunik, M. A. (2014). Mineralización de Cu (V-U) en la formación Huincul, prospecto Tordillos, cuenca Neuquina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol. 71, No 4, 537-552. Buenos Aires.

Rainoldi, A. L. (2015). Alteración regional de las sedimentitas cretácicas en la Dorsal de Huincul y en el Dorso de los Chihuidos. Su relación con la mineralización de Cu y con los hidrocarburos, Neuquén. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur.

Ramos, V.A. (1999). Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 715-759. Buenos Aires.

Ramos, V. A. y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 15-35. Londres.

Ramos, V.A. (2010). The tectonic regime along the Andes: Presentday and Mesozoic regimes: *Geological Journal* 45: 2-25.

Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Gianni, G., Rusconi, F., Ruiz, F., Folguera, A. y Ramos, V. (2012). Reactivación neotectónica de la faja plegada y corrida de Chos Malal, evidencias en la vertiente occidental del volcán Tromen, Andes Centrales del sur. *Acta digital de la XV Reunión de Tectónica*. San Juan.

Sales, T., Giusiano, A., Gutiérrez Schmidt, N., Alonso, J. y Muñoz, O. (2014). Análisis estratigráfico secuencial para la evaluación de reservorios tipo Shale de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. II Simposio de Arcillas. Las arcillas y el hombre: geología, combustibles fósiles, ambiente y cultura material. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba.

Sánchez, M. L. y Asurmendi, E. (2014). Modelo de depósito de la Formación Cerro Lisandro: lóbulos de desembocadura y deltas de tipo Gilbert. Cretácico superior, región central de cuenca Neuquina, Argentina. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31(2), 141-162.

- Scivetti, N. (2017). Análisis comparativo de los controles tectónicos y eustáticos sobre la estratigrafía de post-rift (Jurásico Inferior - Cretácico Inferior) en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Plata.
- Segura, N. A. y Ortega, M. (2015). Interpretación Sísmica del Proyecto 3D Las Tacanas-Chasquivil e Identificación de Shale Plays de Hidrocarburos en la Formación Vaca Muerta. Trabajo Final de Ingeniería en Petróleo. Universidad Nacional del Comahue.
- Silveira, F. (1991). Prospección geofísica aplicada al proyecto hidroeléctrico Chihuido II – Río Neuquén. Acta de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, vol. VI. (81-93). Buenos Aires.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. (2008). Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°s) - Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 63(1): 49-64.
- Stewart, I.S y Hancock, P.L. (1994). Neotectonics. In Continental deformation, Hancock, P.L., Pergamon Press: 370–409. New York.
- Stipanovic, P.N. y Rodrigo, F. (1968). The Jurassic and Neocomian diastrophism in Argentina and Chile. XXII<sup>o</sup> International Geological Congress. Abstracts. Praga.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V. A. (2010). Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics, 489 (1), 258-273.
- Turhan Taner, M., Schuelke, J. S., O'Doherty, R. y Baysal, E. (1994). Seismic attributes revisited. SEG Technical Program Expanded Abstracts 1994: pp. 1104-1106.
- Turic, M., Aramayo Flores, E., Gómez Omil, R., Pombo, R., Peroni, G., Sciutto J., Robles, D. y Cáceres, A. (1987). “Geología de las cuencas petroleras de la Argentina.”. En Felder, B. A. (ed.) Evaluación de las Formaciones en la Argentina 1 (1): 1-44, Schlumberger, Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y Dellapé, D. A. (1981). Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia septentrional). VII<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711.
- van Hinsbergen, D.J. (2011). Short note on the use of Neotectonic And Palaeotectonic Nomenclature. Turk. J. Earth Sci. 20, 161–165.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen Basin, Argentina. In Petroleum Basins of South America (Tankard, A.J.; Suárez Soruco, R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologists. Memoirs 62: 383-402.
- Wallace, R. (1981). Active faults, paleoseismology and earthquake hazards in the Western United States. In Earthquake Prediction (Simpson, D.; Richards, P.; editores), American Geophysical Union, M. Ewing Series, 4: 209–216.
- Wallace, R. (1986). Active Tectonics. National Academy Press: 266 p. Washington.
- Weaver, C. (1931). Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington. Memoir 1: 1-469. Seattle.
- Wichmann, R. (1927). Sobre las facies lacustres Senoniana de los estratos con dinosaurios y su fauna. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 30(1-4): 383-406.

Yeats, R. y Schwartz, D. (1990). Paleoseismicity: Extending the record of earthquakes into prehistoric time. *Episodes* 13 (1): 9–12.

Yeats, R. y Prentice, C. (1996). Paleoseismology. Special Section, *Journal of Geophysical Research* 101 (B3): 5847–6294.

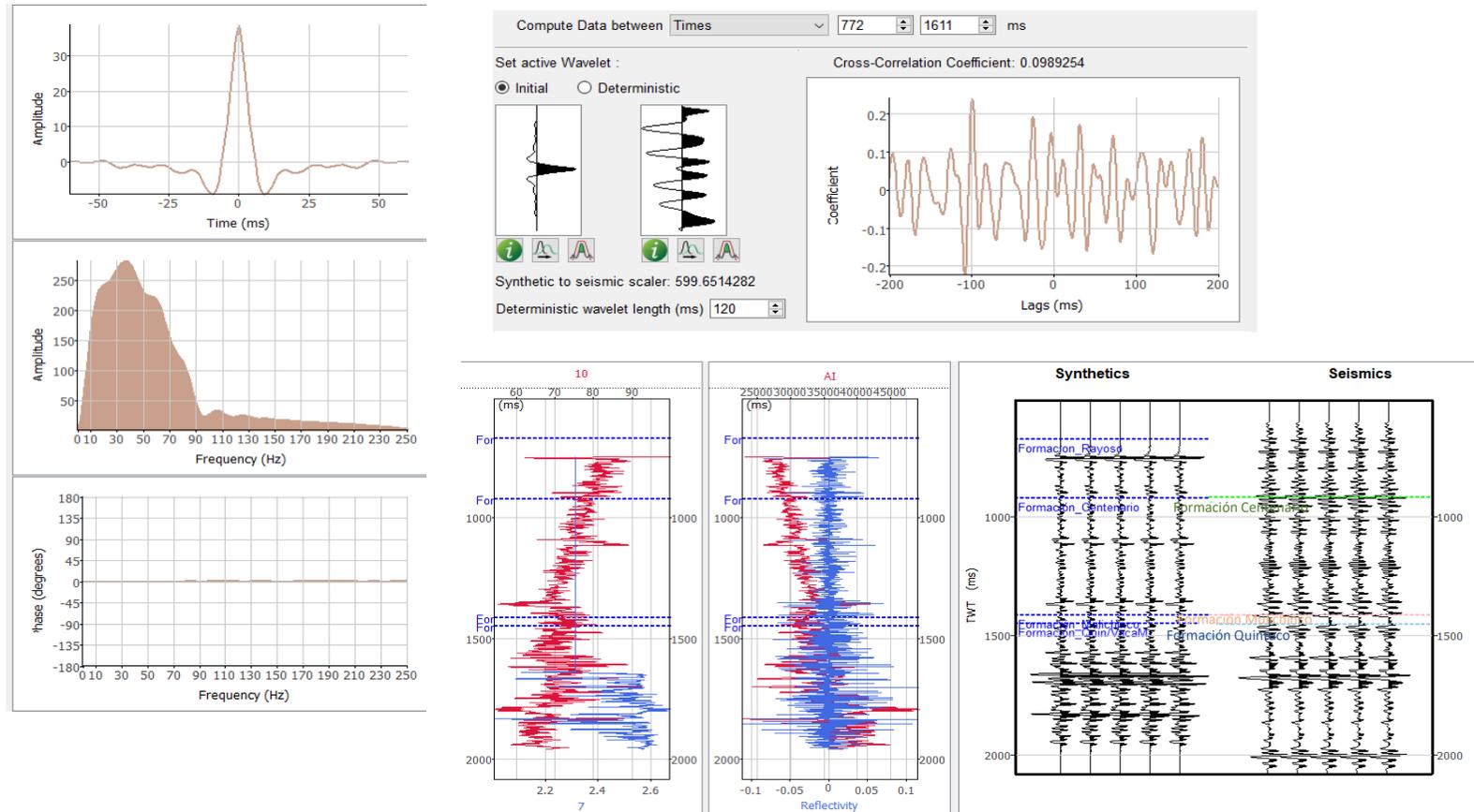
Yeats, R., Sieh, K. y Allen, C. (1997). *The geology of earthquakes*. Oxford University Press: 568 p. Oxford.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T. R., del Pino, D. y Ansa, A. (2006). “Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt”. En Kay, S. M. y Ramos, V. A. (eds.) *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*, Geological Society of America Special Paper 407: 125-145.

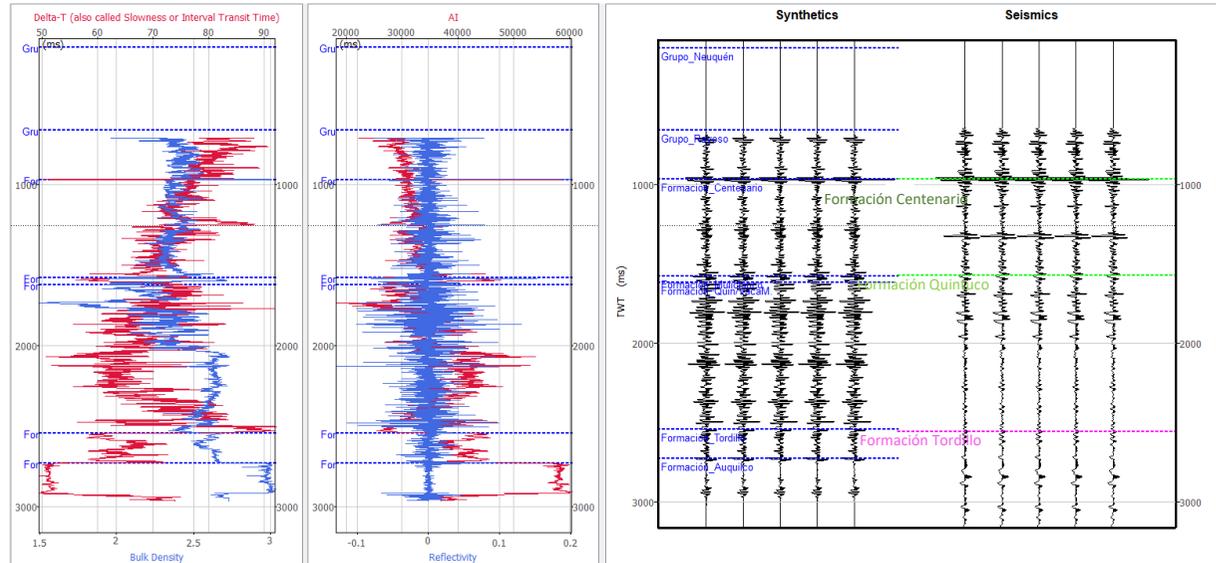
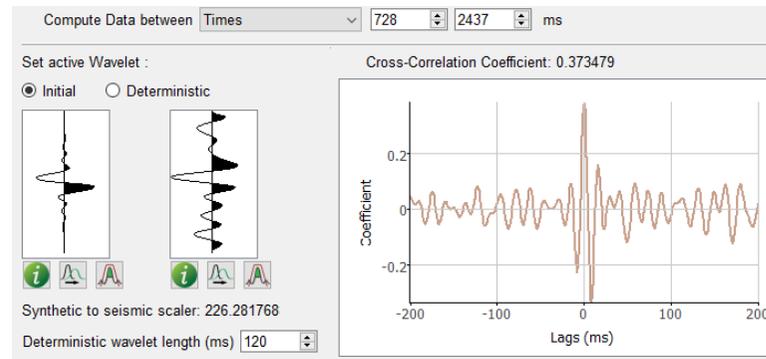
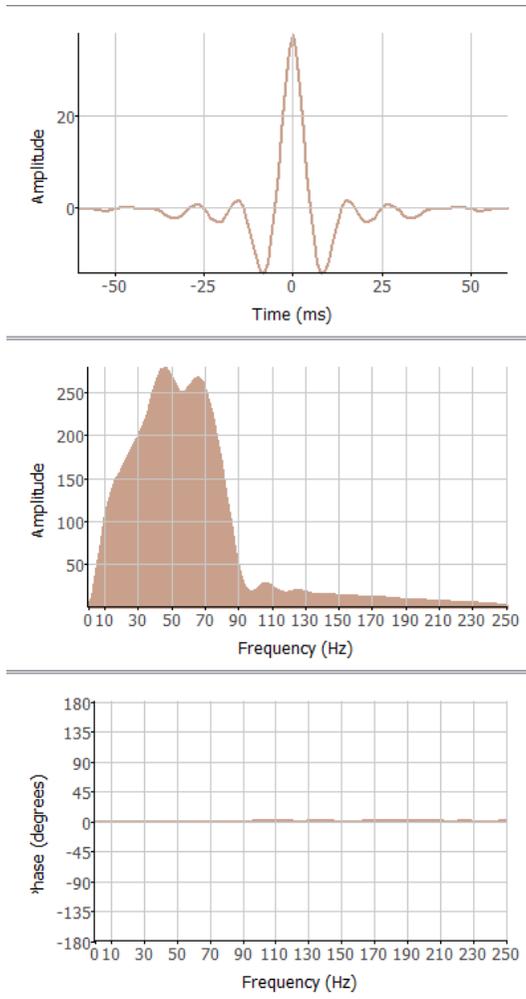
Zavala, C. y González, R. (2001). Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*. Tercera Época, año XVII, N° 65: 52-64

## 6. ANEXO

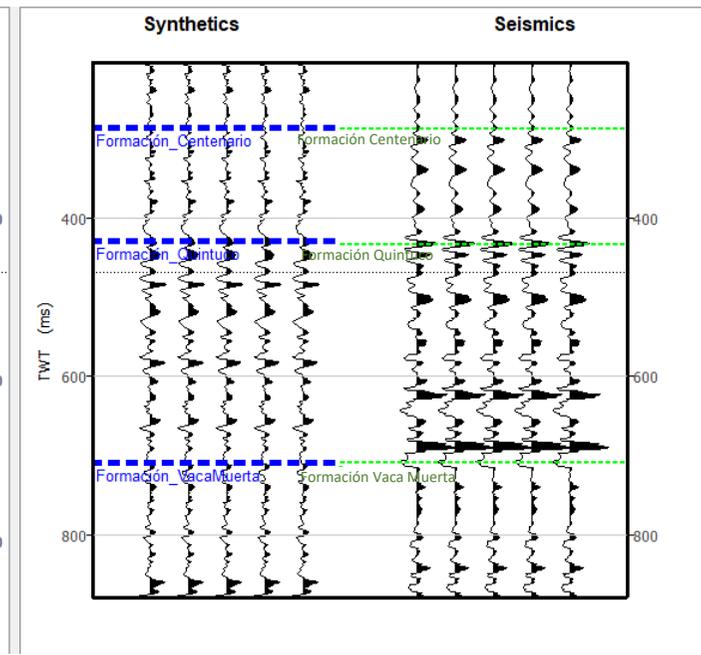
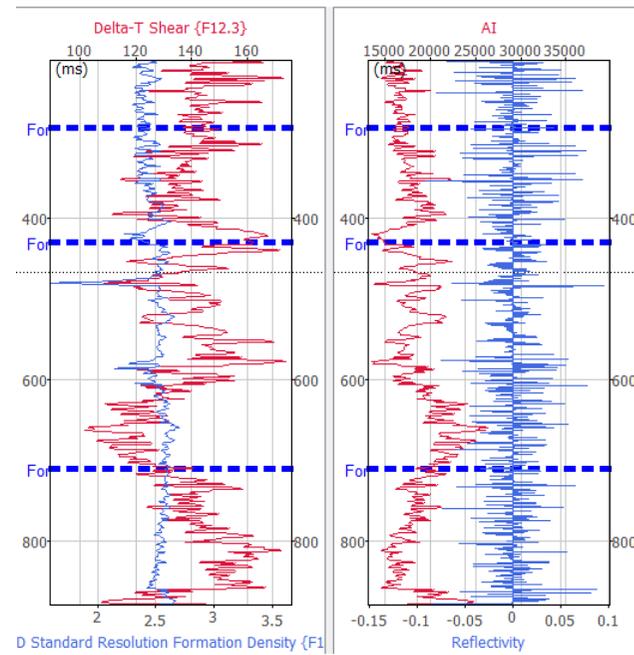
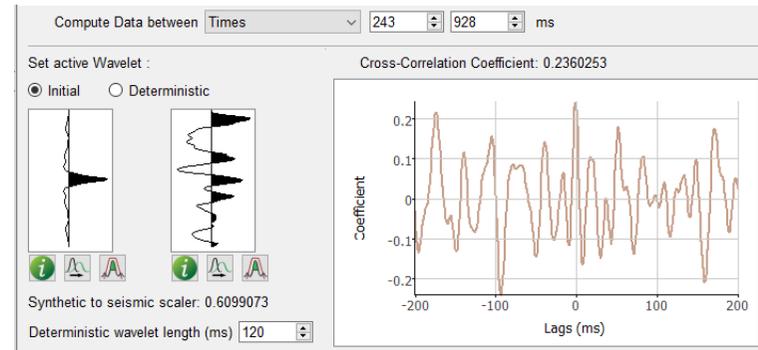
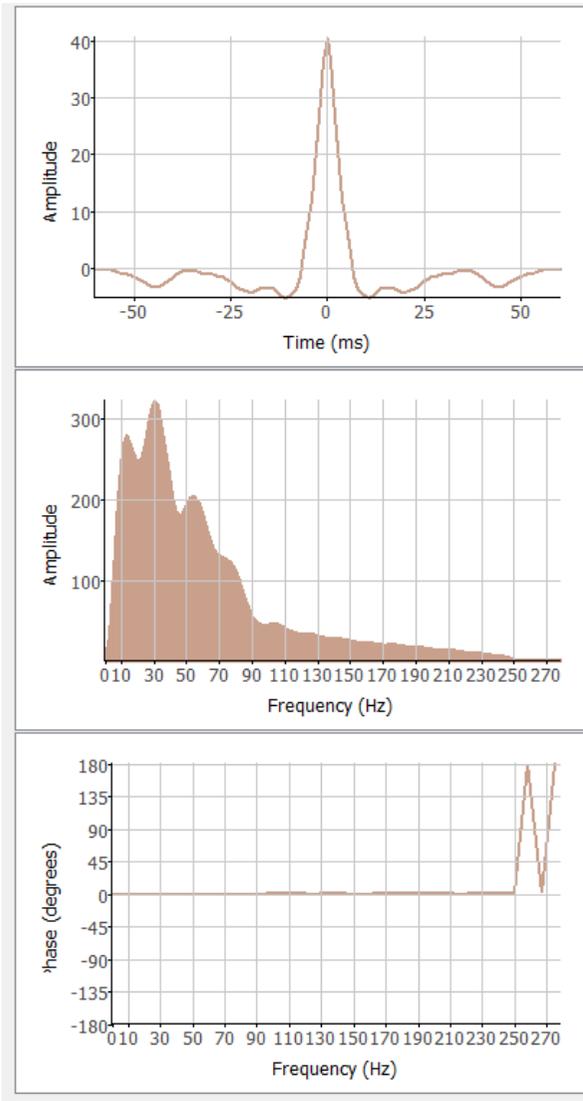
### 6.1 Correlación sísmica- pozo



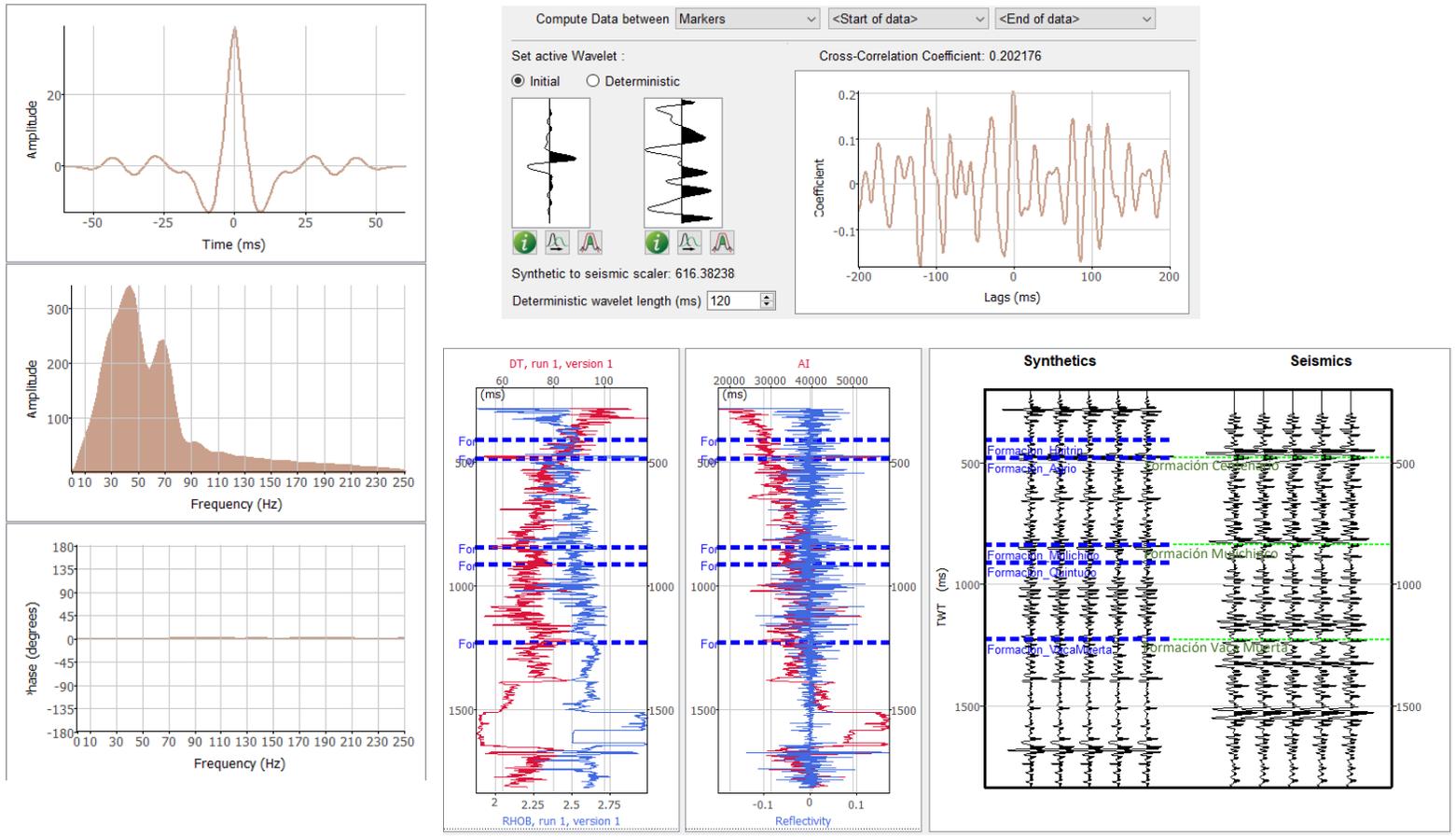
Correlación sísmica del pozo YPF.Nq.PSO.x-2 del cubo de Aguada Villanueva Este



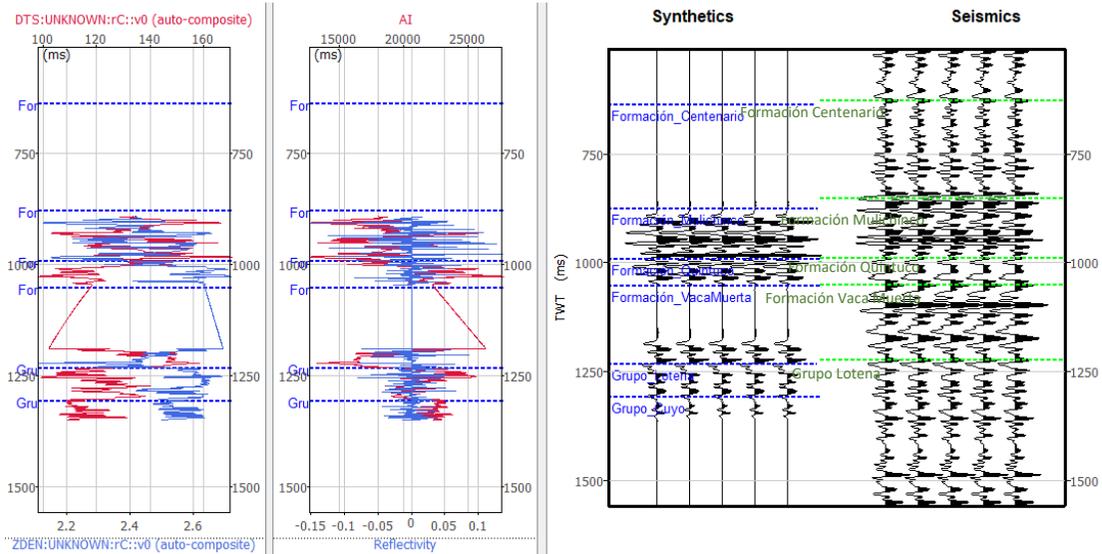
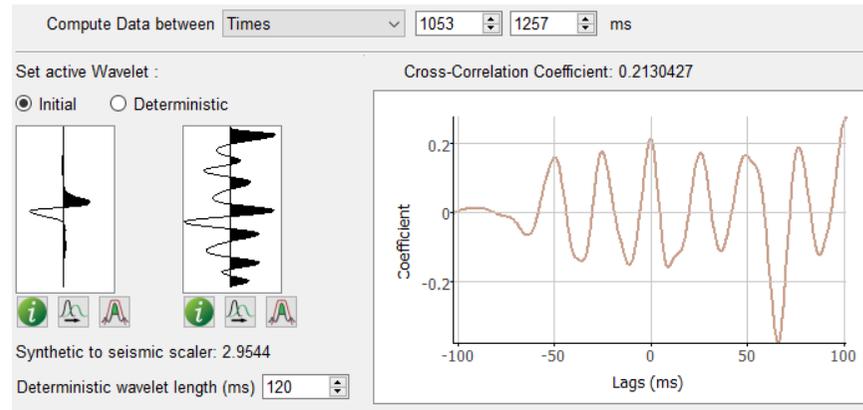
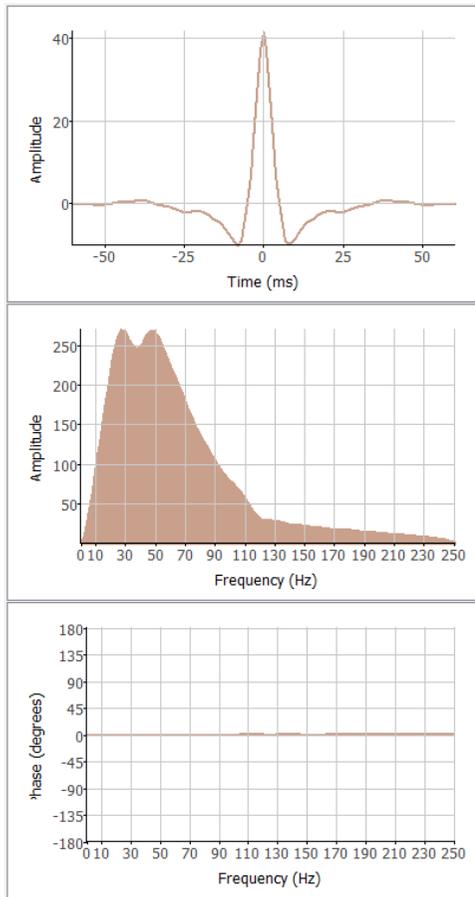
Correlación sísmica del pozo YPF.Nq.CP.x-2 del cubo de Aguada Villanueva Este



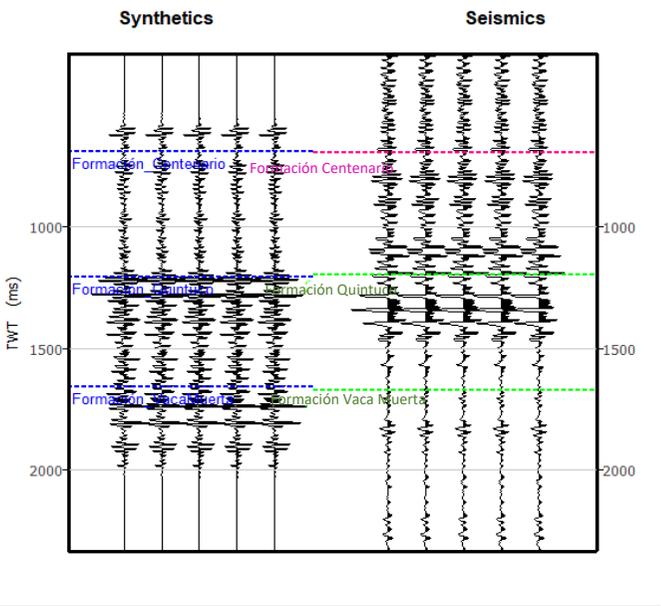
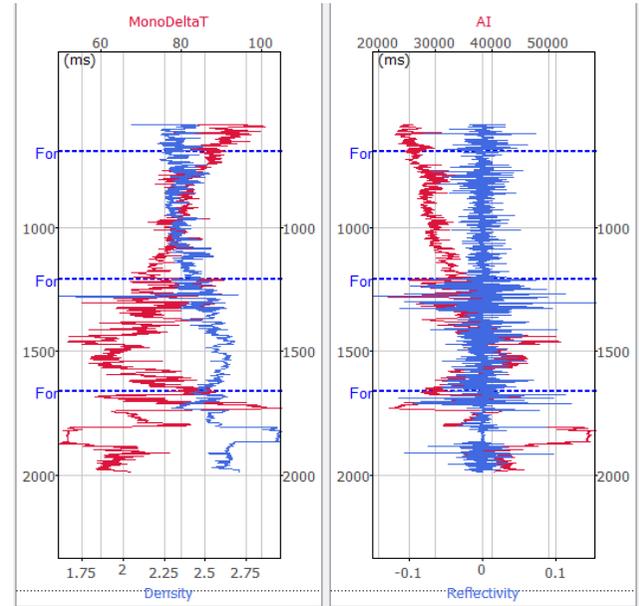
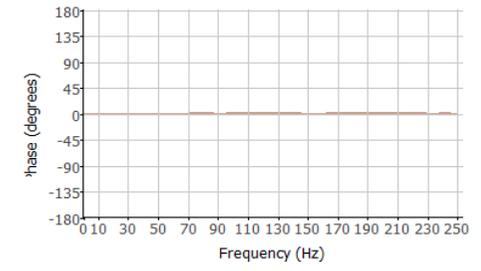
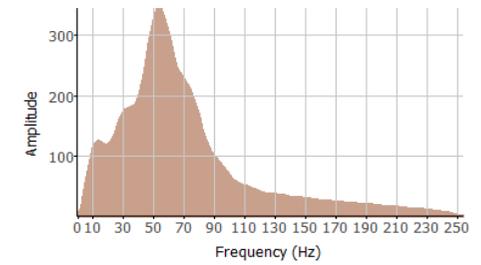
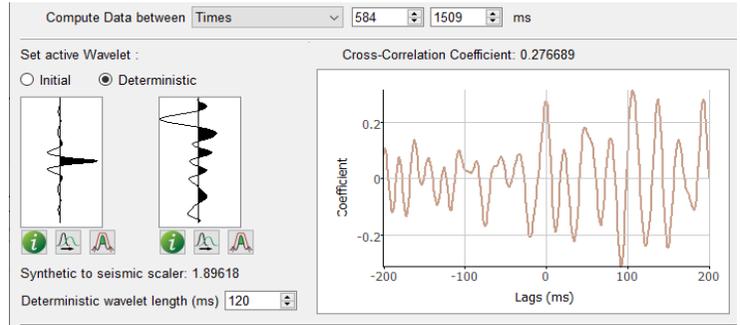
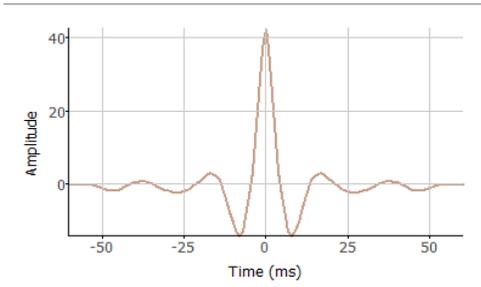
Correlación sísmica del pozo PNR.Nq.LNN.a-8 del cubo de Aguada Villanueva Oeste



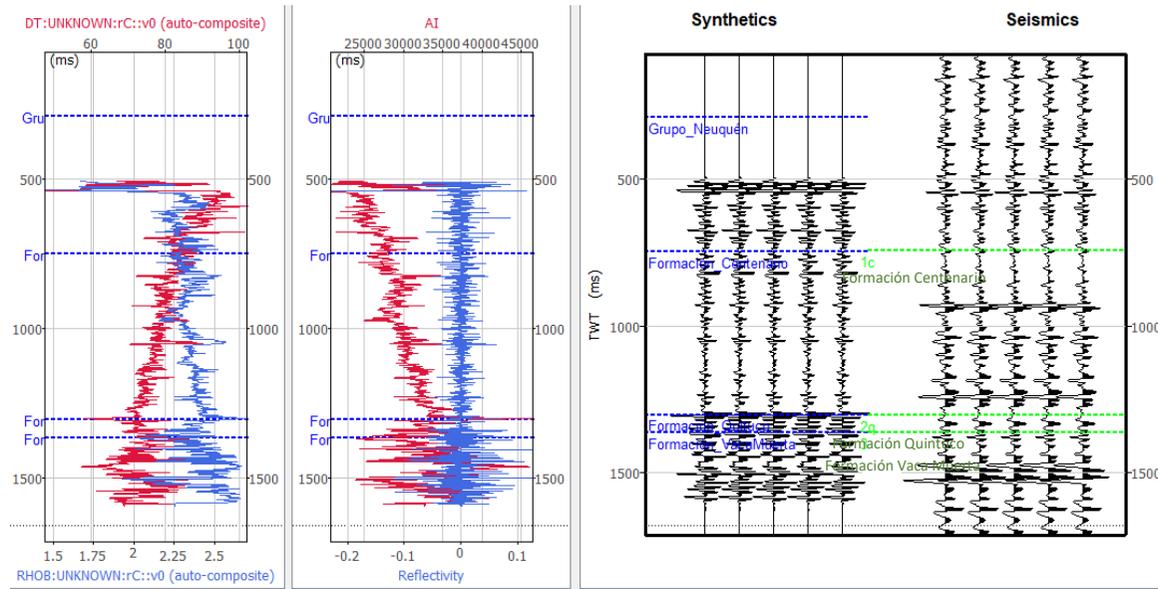
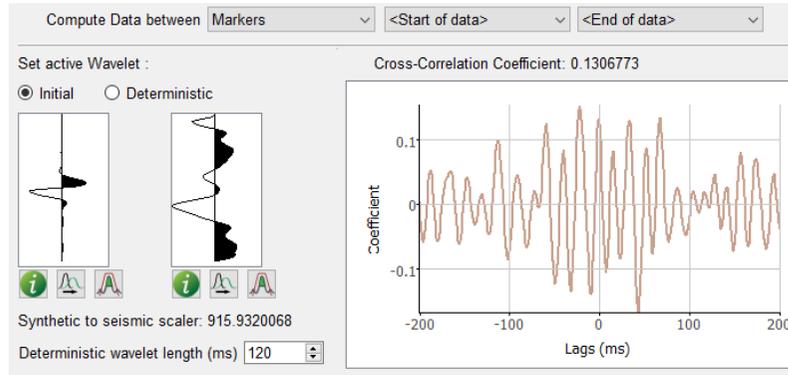
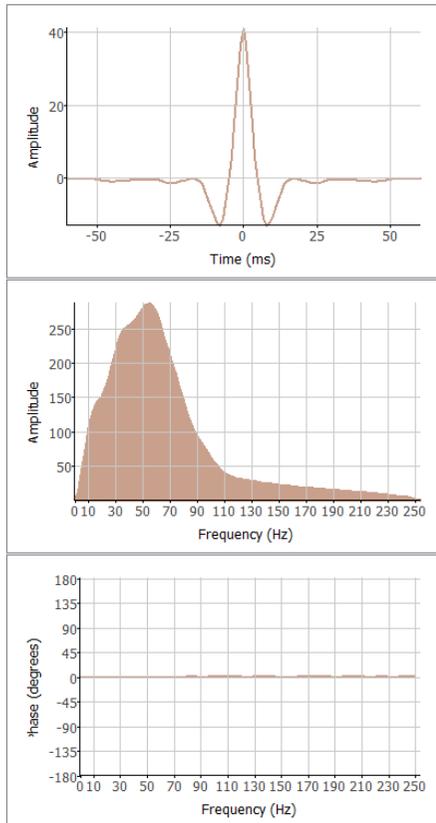
Correlación sísmica del pozo YPF.Nq.BDM.x-2 del cubo Las Tacanas- Chasquivil.



Correlación sísmica del pozo PRN.Nq.BG.a-1058 del cubo Aguada Villanueva.

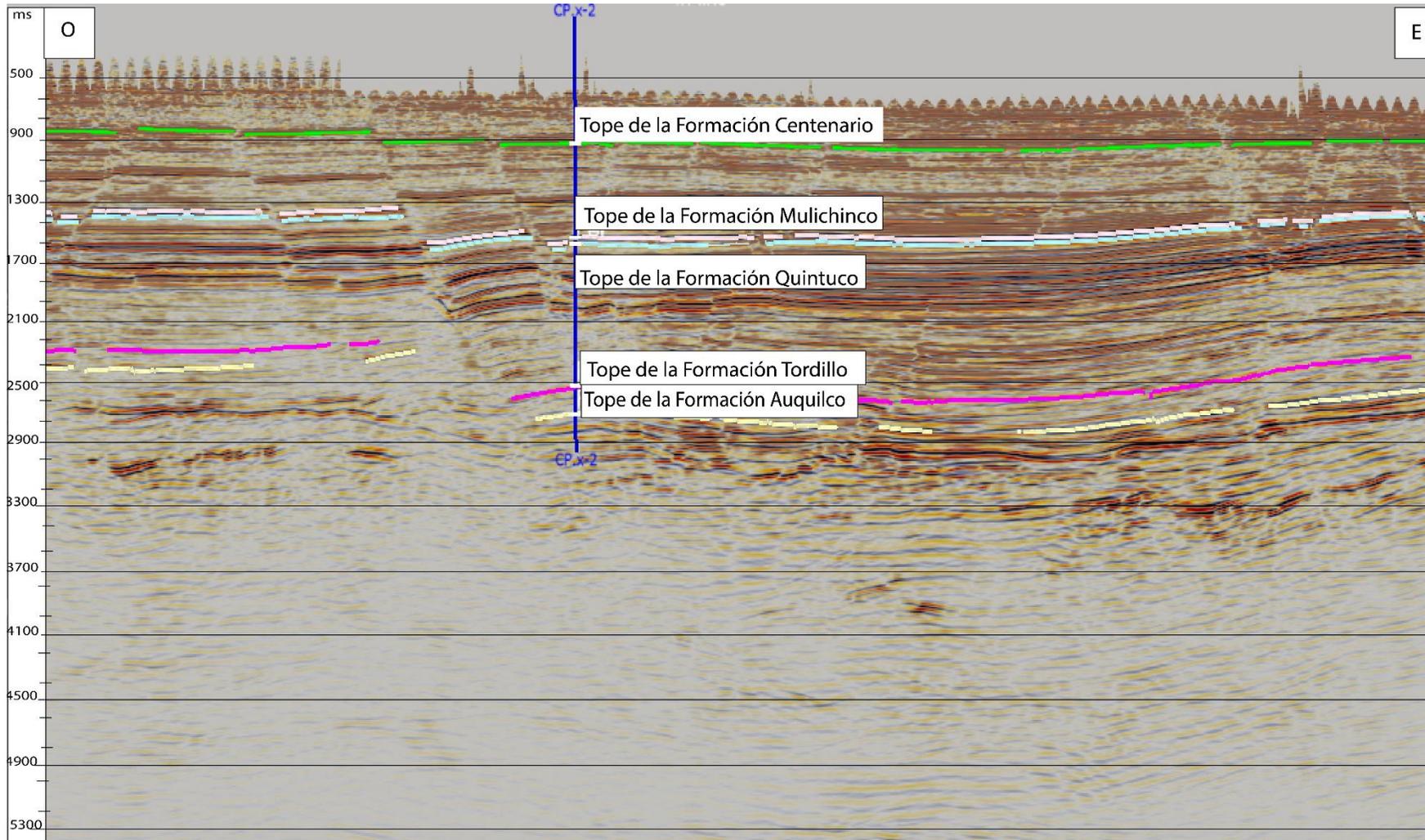


Correlación sísmica del pozo APA.Nq.MBE.x-2002 del cubo Meseta Buena Esperanza.



Correlación sísmica del pozo CHA.Nq.MBE.x-5 del cubo Meseta Buena Esperanza.

## 6.2 Sección sísmica



Crossline 261 del cubo Aguada Villanueva Este