



FaIn·UNCo
Facultad de Ingeniería

Trabajo Final de Licenciatura

Licenciatura en Ciencias Geológicas.

Caracterización estructural a partir de datos sísmicos
3D, del área Portezuelo Mina-Piedra Chenque,
Neuquén

Alumno: Gianfranco, Caliarì

Legajo: ing-1416

DNI: 36693075

Director: Dr. Martín Miguel Turienzo

Co-directora: Lic. Sheyla Elian Iglesias

Neuquén, 2022

Resumen

Este trabajo se enfoca en la caracterización estructural del área “Portezuelo Mina-Piedra Chenque” situada en el sector sudoeste de la Cuenca Neuquina, a partir de la interpretación de los datos de pozos y datos sísmicos 3D. El área se ubica en el sector occidental de la Dorsal de Huincul. Para llevar a cabo dicho estudio se realizó una selección de los pozos con mejor información para ser correlacionados con los datos sísmicos, se interpretaron las principales fallas, discordancias y horizontes que se consideraron de interés. Luego se realizaron mapas isócronos de diferentes horizontes de interés para mostrar estructuras y mapas de espesor en tiempo o isocronopáquicos entre horizontes interpretados. Se interpretaron dos grandes familias de fallas, por un lado, fallas normales que forman *hemigrabenes* y poseen un rumbo aproximado NNO-SSE, con buzamiento hacia el NE; y por otra parte fallas inversas, que poseen un rumbo OSO-ENE con algunas E-O, y forman en algunos casos pliegues por propagación de falla, como la falla Puesto Cortadera. La mayoría de estas fallas buzando hacia el norte con algunas fallas antitéticas buzando al sur. En la región sur de la zona de estudio, también se identificaron otras dos fallas: una falla ONO-ESE denominada Charco Zampal y otra falla E-O que contienen fallas subsidiarias NO-SE, ambas evidenciando una deformación con desplazamiento de rumbo.

Palabras claves: Cuenca Neuquina, Portezuelo Mina – Piedra Chenque, caracterización estructural.

Abstrac

This work focuses on the structural characterization of the "Portezuelo Mina-Piedra Chenque" area located in the southwest sector of the Neuquén Basin, based on the interpretation of well data and 3D seismic data. The area is located in the western sector of the Dorsal de Huincul. To carry out this study, a selection of the wells with the best information was made to be correlated with the seismic data, the main faults, unconformities and horizons that were considered of interest were interpreted. Isochronous maps of different horizons of interest were made to show structures and thickness maps in time or isochronopachic between interpreted horizons. Two large families of faults were interpreted, on the one hand, normal faults that form halfgraben and have an approximate NNW-SSE strike, dipping to the NE; and on the other hand reverse faults, which have a WSW-ENE trend with some E-W, and some of them form fault-propagation folds as the Puesto Cortadera fault. Most of these faults dip to the north with some antithetical faults dipping to the south. In the southern region of the study area, other two faults were identified: a WNW-ESE fault called Charco Zampal and another E-W fault that contain NW-SE subsidiary faults, both of which evidence strike-slip deformation.

Key words: Neuquén Basin, Portezuelo Mina – Piedra Chenque, structural characterization.

Agradecimientos

- A mi director de tesis Martin Turienzo y mi co-directora Sheyla Iglesias, quienes me guiaron durante la elaboración de este trabajo, siempre con buena predisposición.
- A mi familia que me apoyo durante toda mi carrera universitaria.
- A la Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos de la Provincia del Neuquén, la cual me brindó los datos de sísmica y legajos de pozos.
- A la empresa Halliburton, quien brindó el software Decision Space.
- A todos los profesores de la carrera de Licenciatura en Ciencias Geológicas, los cuales con mucha dedicación nos brindan todo su conocimiento.
- A la Fundación YPF, la cual me otorgó una beca de mérito durante los últimos años de cursada de mi carrera.

INDICE

Resumen	ii
Abstrac.....	ii
Agradecimientos.....	iii
Introducción.....	5
Objetivos.....	6
Área de estudio	6
Marco geológico	7
Cuenca Neuquina.....	7
Marco estructural.....	10
Modelos previos (Antecedentes)	14
Marco teórico.....	15
Sísmica de reflexión.....	15
Conceptos básicos.....	15
Impedancia acústica y coeficiente de reflexión.....	15
Leyes de Snell	16
Principio de Fermat	17
Principio de Fresnel – Huygens	17
Adquisición	18
Parámetros de adquisición Piedra Chanque 3D	18
Parámetros de adquisición Portezuelo 3D.....	19
Procesamiento.....	20
Interpretación sísmica	23
Calibración de pozos	23
Resolución sísmica.....	26
Atributos sísmicos.....	27
Metodología.....	28
Resultados.....	37
Mapas isócronos	37
Mapas isocronopáquicos.....	50
Secciones estructurales	56
Evolucion estructural.....	65
Conclusiones.....	65
Bibliografía.....	67

Introducción

La Cuenca Neuquina es una cubeta sedimentaria ubicada en sur de Sudamérica, sector centro occidental de Argentina, abarcando casi la totalidad de la provincia de Neuquén, el sector norte y noroeste de Río Negro, el oeste de La Pampa y el sur de Mendoza (fig. 1). Presenta principalmente sedimentos Jurásicos y Cretácicos conformando una columna de 7.000 m de espesor en su parte central, depositados durante una sucesión cíclica de eventos marinos alternantes con etapas de continentalización (Arregui *et al.* 2011).

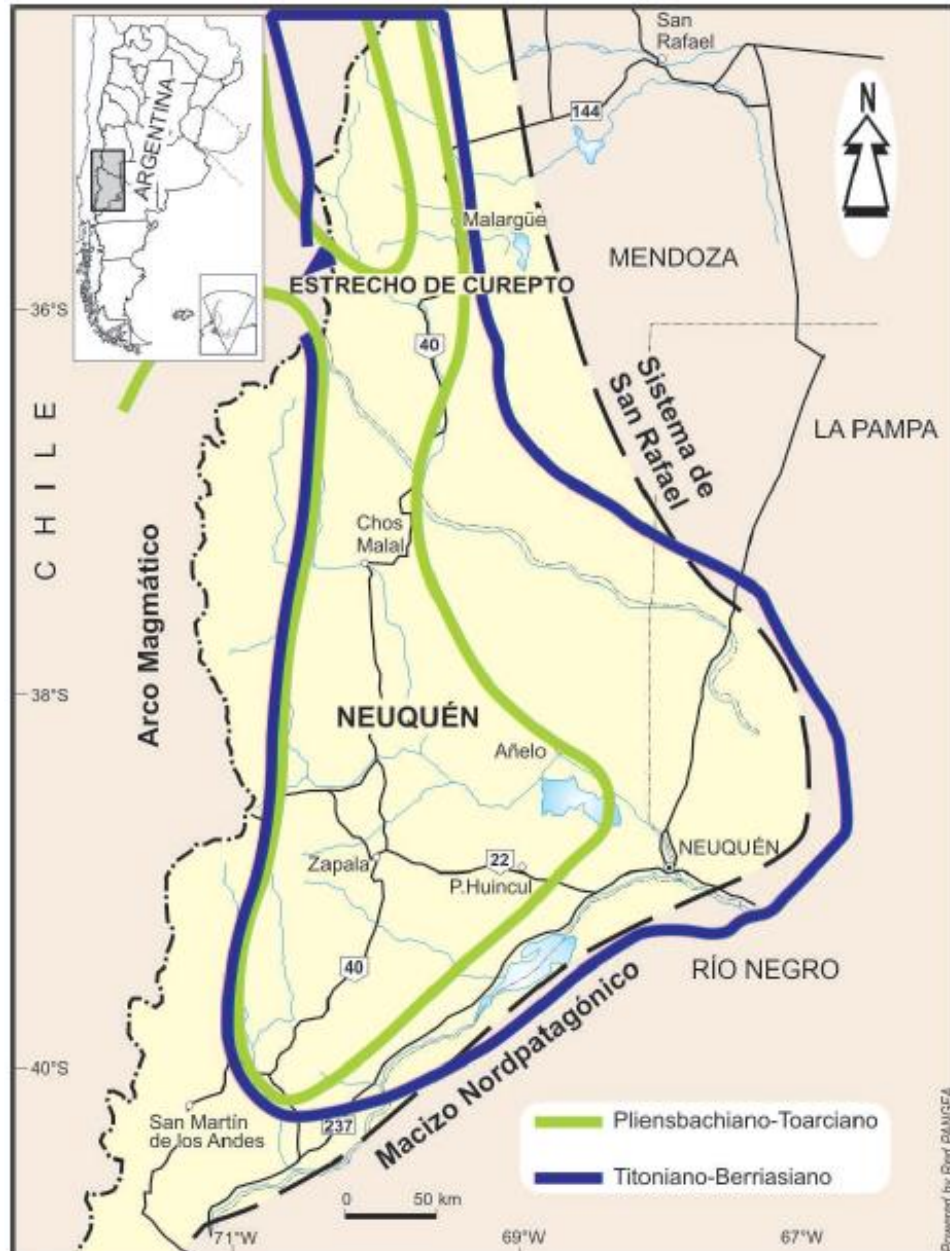


Figura 1: Mapa de la Cuenca Neuquina mostrando los dos eventos principales de inundación (tomado de Arregui *et al.* 2011).

Dentro de la misma, la Dorsal de Huincul conforma un lineamiento estructural de 300 km de longitud desarrollado a los 39°S con una orientación E-O, transversal al orógeno andino (Mosquera *et al.* 2011).

El presente trabajo se aboca a la interpretación estructural en el área Portezuelo Mina-Piedra Chenque, utilizando como herramienta la interpretación sísmica y los datos de pozos. La información utilizada consta de un volumen sísmico de dicha área y pozos con sus respectivos perfiles.

En la zona de estudio predominan estructuras contraccionales que forman importantes altos estructurales de orientación E-O. Existen diferentes teorías de su evolución tectónica, las cuales han ido cambiando a lo largo de los años principalmente en relación con el aumento de los datos de subsuelo y la adquisición de sísmica 3D de mayor resolución.

Objetivos

El objetivo principal del presente Trabajo Final de Licenciatura es realizar una descripción estructural del área de estudio, mediante la interpretación de datos sísmicos 3D y la integración de los datos de pozos existentes, y evaluar su mayor o menor afinidad con los mecanismos de deformación descritos por los diferentes autores para explicar el origen de las estructuras presentes. Los objetivos específicos incluyen: reconocer las distintas familias de fallas, sus orientaciones, estilos de plegamiento y esfuerzos asociados. Identificar variaciones de espesores en las secuencias sedimentarias y discordancias principales, asociando estos datos con periodos tectónicamente activos y periodos de relativa calma.

Área de estudio

La zona de estudio corresponde al dato sísmico 3D, llamado Portezuelo Mina – Piedra Chenque, tiene una superficie total de 447 Km², y está ubicada a aproximadamente 10 km. al Oeste de la ciudad de Cutral-Có en la provincia de Neuquén. Involucra las áreas de concesión hoy denominadas Portezuelo Mina, Puesto Cortadera y una porción de Loma del Mojón (fig. 2).

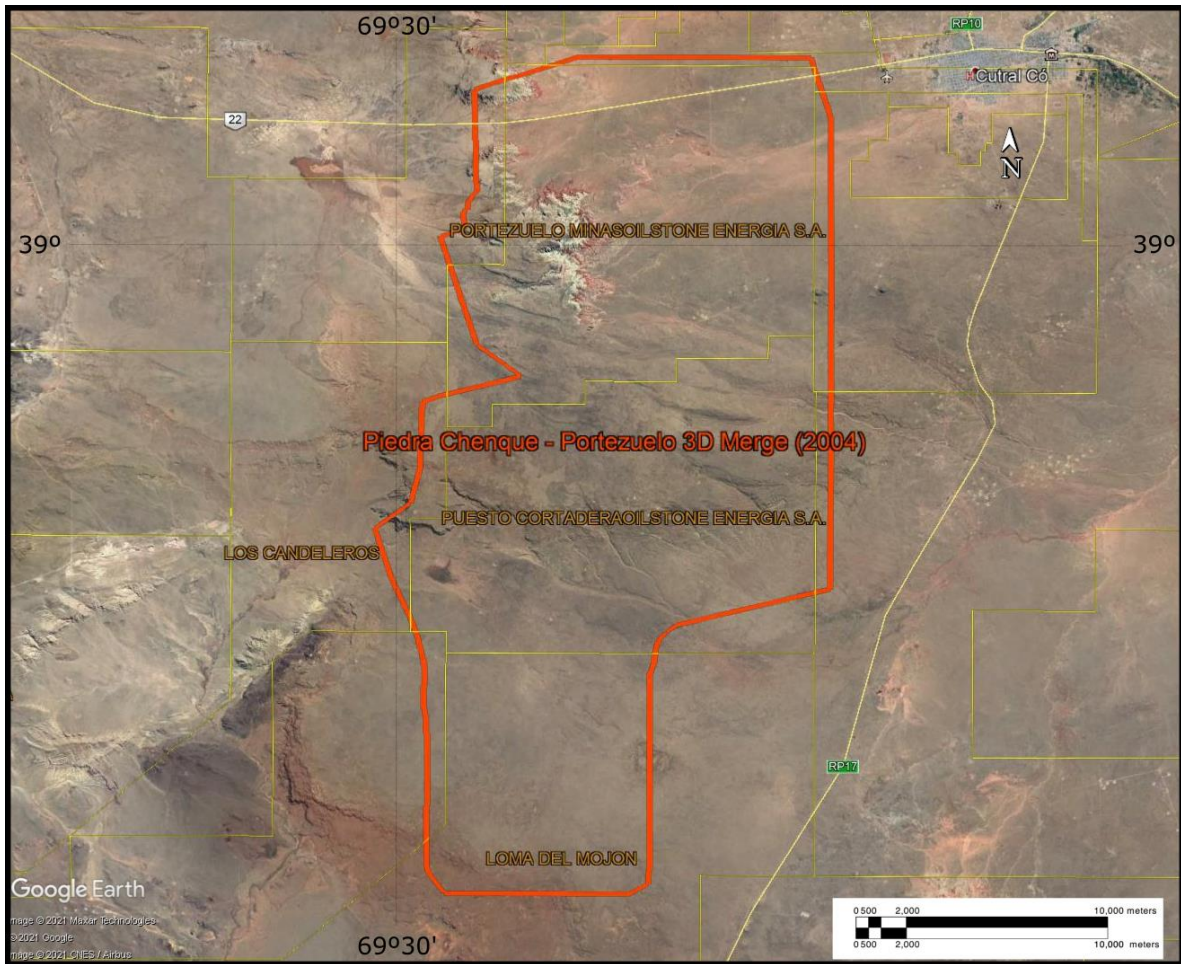


Figura 2: Ubicación del área de estudio. En rojo se puede observar el área sísmica Piedra Chenque – Portezuelo mina.

Marco geológico

Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina ubicada en el centro oeste de la República Argentina, es un depocentro de 7000 metros de espesor en su parte central, de depósitos principalmente sedimentarios, los cuales fueron acumulados en secuencias cíclicas de ingresiones y regresiones marinas, la mayoría provenientes del Pacífico, exceptuando la última la cual fue una ingesión atlántica. Esta cuenca se asocia a un margen de placas convergentes, una de ellas de naturaleza oceánica que formó parte del proto-oceáno pacífico y la otra formada por corteza continental que constituyó el límite sudoccidental de Gondwana (Arregui *et al.* 2011).

El basamento está constituido por un conjunto de *terrane*s, los cuales se fueron amalgamando durante el Paleozoico, Cuyania durante el Ordovícico Medio – Tardío (Astini 1996), Chilenia en el Devónico Tardío (Ramos *et al.* 1986) y finalmente Patagonia que

colisiono con el resto de los mosaicos basamentales durante el Carbonífero Tardío o Pérmico Temprano (Ramos 1984; Rapalini *et al.* 2010). Durante el Pérmico Tardío se generó lo que se conoce como el basamento económico de la cuenca, un potente depósito magmático bimodal denominado Provincia Magmática Choiyoi.

La fragmentación de Gondwana durante el Triásico Tardío y Jurásico Temprano dio lugar al inicio de la Cuenca Neuquina, con la formación de hemigrábenes aislados en los cuales se acumularon mayoritariamente sedimentos volcánoclasticos informalmente denominados ciclo Precuyano. A partir del Jurásico Temprano y hasta el Cretácico Temprano se depositaron sedimentos marinos y continentales, producto de ciclos sucesivos de ingresiones y regresiones marinas desde el océano pacífico dando a la generación del Grupo Cuyo, Lotena y Mendoza. La depositación del Grupo Cuyo, junto con el ingreso del mar a través del sur de Mendoza, fue afectada en sus comienzos por el diseño de los depocentros de la etapa de *rift* influyendo en los espesores y distribución areal de sus paquetes sedimentarios. Posteriormente la inundación se expandió en forma más generalizada traslapando los paleorelieves previos. Luego, durante el mismo ciclo del Grupo Cuyo, se produce una gran progradación de depósitos proximales desde el Jurásico Medio Temprano. El Grupo Lotena experimenta una gran contracción en su área de sedimentación alcanzando la zona de Dorsal con un espesor reducido en comparación al ciclo anterior. Este intervalo inicia con importantes espesores de areniscas y conglomerados, luego se produce una disminución importante del influjo clástico que permitió el desarrollo de plataformas carbonáticas en su sección media, las que culminan con un episodio evaporítico de gran espesor en la región central de la cuenca, no se descarta que el crecimiento del arco volcánico en el oeste hubiera servido de umbral para la depositación del mismo. Por encima de la Discordancia Intramálmica se desarrolla el Grupo Mendoza, el cual comienza con una generalizada continentalización que posee un diseño paleogeográfico con espesores máximos adosados al arco volcánico y adelgazamiento hacia el antepaís. El ciclo marino subsiguiente (Tithoniano – Valanginiano Temprano) marca la máxima expansión marina dentro de la Cuenca Neuquina. Posteriormente, se desarrollaron ciclos con alternancias de etapas de continentalización parciales y depósitos marinos de características someras y con paleogeografías cada vez más restringidas (Arregui *et al.* 2011).

A partir del Barremiano Tardío tiene lugar la depositación del Grupo Bajada del Agrio, conformado por evaporitas y sedimentos rojizos. Comienza entonces una nueva etapa de la cuenca, a causa de la convergencia ortogonal de la placa de Nazca, dando lugar a una disminución del ángulo de subducción, esto denota el fin de la etapa de subsidencia térmica y el inicio del levantamiento de la Cordillera de los Andes que clausura definitivamente la conexión con el océano Pacífico. Durante el Cretácico Tardío el levantamiento de esta cordillera proporcionó parte de los sedimentos que conformaron los depósitos continentales del Grupo Neuquén. La Cuenca Neuquina pasa en esta etapa de una cuenca de retroarco a

una cuenca de antepaís, recibiendo mayoritariamente aportes sedimentarios desde el oeste. Luego se deposita el Grupo Malargüe, en el cual se ve representada la primera y única ingresión marina desde el océano Atlántico, ya con una pendiente regional inclinada hacia el este (Arregui *et al.* 2011), (Fig. 3).

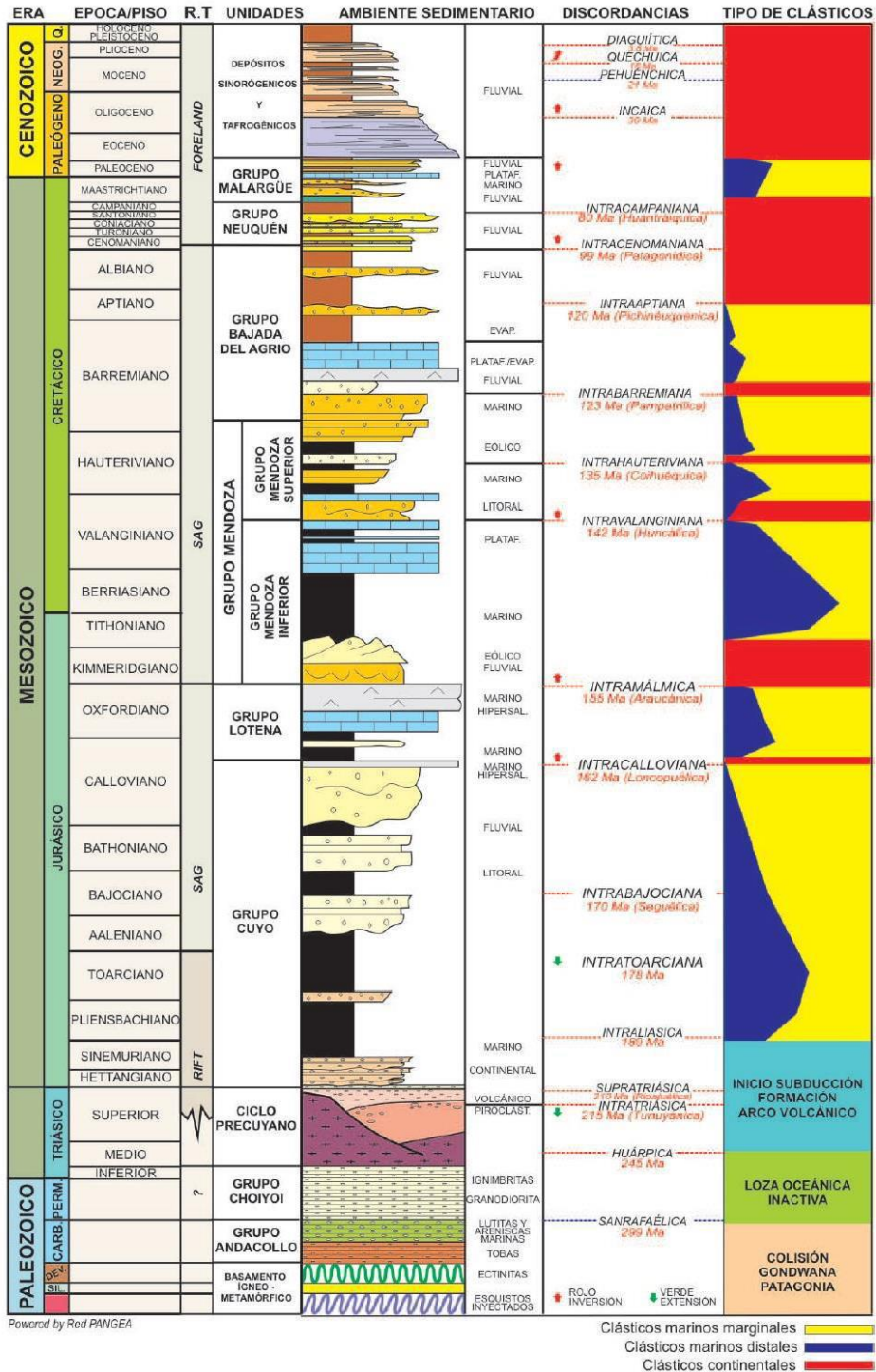


Figura 3: Columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina. Tomado de Arregui *et al.* 2011.

Marco estructural

El área de estudio “Portezuelo Mina– Piedra Cheque” ubicada en el ámbito occidental de la Dorsal de Huincul, se ha visto sometida a una larga y compleja evolución tectónica que tuvo lugar mayormente durante el Mesozoico, con dos reactivaciones durante el Cenozoico. La sutura del terreno de Patagonia fue uno de los principales condicionantes que determinó la ubicación y dirección de la Dorsal de Huincul. La evolución tectónica de la misma estuvo controlada por dos factores principales, las anisotropías del basamento y la dinámica del margen convergente (Mosquera *et al.* 2011).

Según los rasgos estructurales Silvestro y Zubiri (2008) definieron 4 sectores: un sector occidental con predominio de lineamientos 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 son enteramente transcurrentes y con una orientación NO (fig. 4).

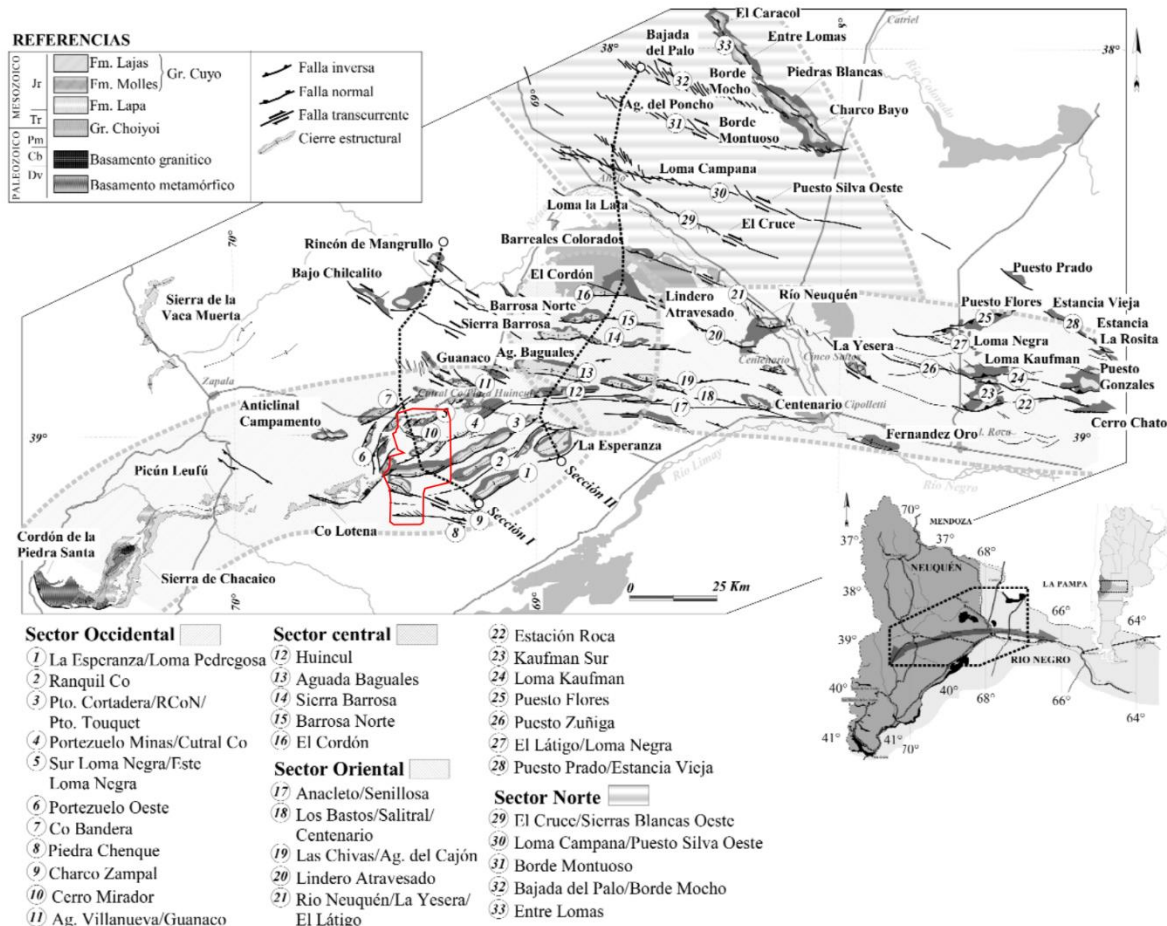


Figura 4: Mapa estructural donde se puede observar las orientaciones de las principales estructuras de subsuelo y afloramientos. Según esta caracteriza se divide el área en 4 sectores: Sector occidental, sector central, sector oriental y sector norte. En rojo se puede observar delimitada el área de estudio. Modificado de (Silvestro y Zubiri, 2008)

Iniciando en el Triásico Superior y hasta el Jurásico Inferior Tardío se desarrollaron una serie de hemigrábenes orientados preferentemente NO, la subsidencia de fallas relacionadas con los mismos fue el principal mecanismo de formación de espacio de acomodación. La base del Toarciano marca la clara transición de la etapa de *rift* a la etapa de *sag* (fig. 5). (Pángaro *et al.* 2006). Durante el Jurásico Inferior, el área se vio inmersa en un contexto de *roll back* negativo con un campo extensional de orientación NE, el cual fue propicio para la generación de hemigrábenes con orientación NO (fig. 6).

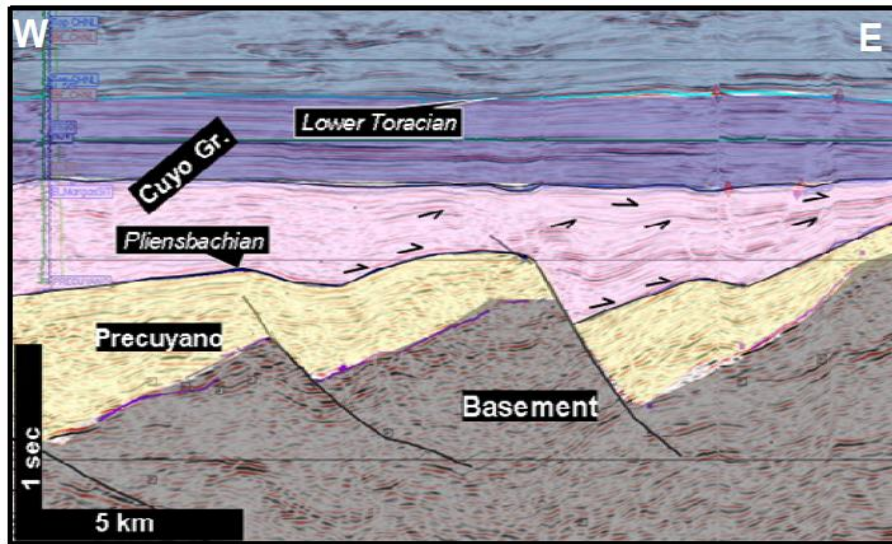


Figura 5: Línea sísmica E-W horizontalizada al tope del Toarciano inferior. Se observa la transición de la etapa de rift a la de sag. (Pángaro *et al.* 2006)

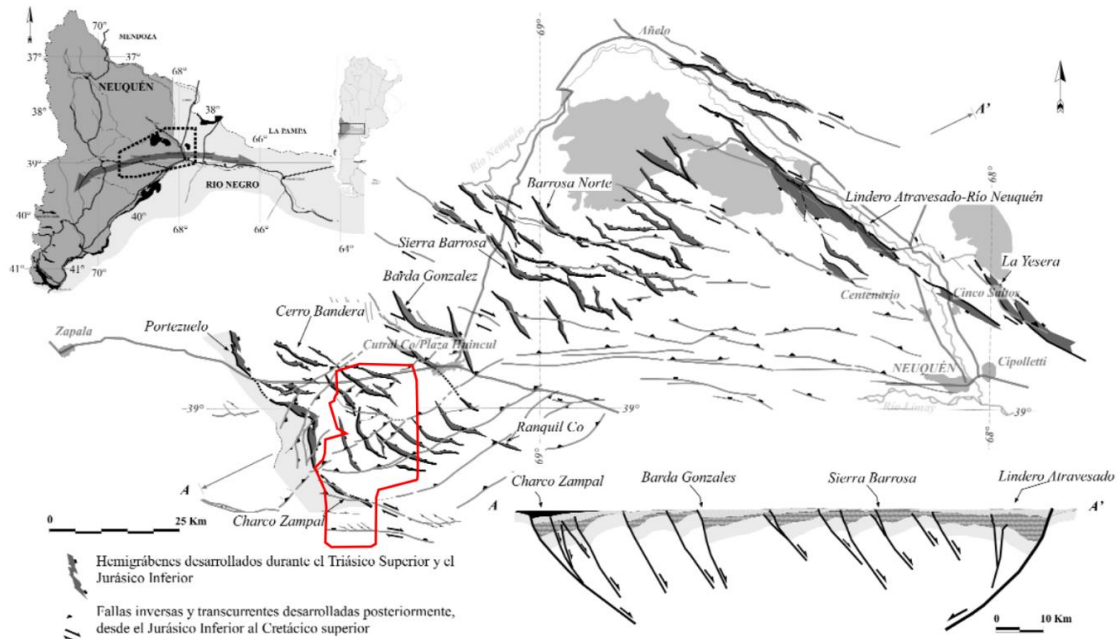


Figura 6: Mapa estructural donde se observa la orientación NO de las estructuras del Triásico Superior-Jurásico Superior. En el perfil se observa el buzamiento predominante de los hemigrábenes hacia el NE. En rojo se puede observar delimitada el área de estudio. Modificado de (Silvestro y Zubiri, 2008)

Durante el Jurásico Medio ocurrió un cambio drástico en el vector de esfuerzos regional, variando su dirección a una NO, resultando en una reactivación transtensiva de las fallas normales y la evolución de un sistema de fallas inversas principalmente orientadas ENE-OSO. Por otro lado, algunas fallas de rift orientadas ONO evidencian una reactivación transpresiva que produjo su inversión tectónica parcial. Hacia fines del Jurásico Medio el frente de deformación que avanzaba afectó al área resultando en la formación de la falla Divisadero. (Pángaro *et al.* 2006)

Mosquera (2011) define tres estadios de deformación diferenciados por las placas involucradas. El primer estadio llamado Aluk (Toarciano-Albiano) fue dividido a su vez en dos etapas. La etapa Aluk inicial se extiende del Toarciano al Valanginiano, donde la deformación de intraplaca del sistema de Huincul alcanzó su máxima distribución areal (30.000 km², 300 km en dirección O-E y 100 km en dirección N-S). El vector de convergencia y el máximo esfuerzo compresivo asociado (σ_1) poseían una dirección NO-NNO (fig. 7). Luego durante la fase Aluk tardía (Valanginiano-Albiano) se produjo una importante reducción del área de deformación (10.000 km², 200 km en sentido O-E y 65 km en sentido N-S) asociado también a una disminución de la actividad tectónica, vinculado a la retracción hacia el sur y norte del frente de deformación de intraplaca jurásico, lo cual fue producto de una disminución de la intensidad de convergencia y una menor oblicuidad, con una rotación antihoraria que mantenía aun el σ_1 en el cuadrante NO.

El segundo estadio de deformación, denominado Farallón, tuvo lugar durante el Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano) y generó una leve reactivación compresiva en el sector axial y en el sector occidental del sistema de Huincul, asociado al desarrollo inicial de la faja plegada y corrida del Agrio. En este periodo hubo también un cambio en el vector de convergencia el cual rotó de una orientación N 40° O a una dirección casi ortogonal al margen durante el Cretácico Superior (fig. 8 y 9).

El tercer estadio, denominado Nazca, comprendió a la deformación cenozoica, marcada por dos eventos de deformación. El principal ocurrió en el Mioceno, asociado al desarrollo final de la faja plegada y corrida del Agrio, cuando se produjo la exhumación del sector occidental de la dorsal. El desmembramiento de la placa de Farallón en las placas Nazca y Cocos a los 26-27 Ma, coincide con un cambio en el régimen de convergencia donde se vuelve más ortogonal a la latitud de la cuenca neuquina. El Segundo evento de edad Pliocena, produjo el colapso extensional de las estructuras del sector axial (Mosquera y Ramos 2006), asociado a un aumento del ángulo de subducción de la placa de Nazca (Folguera *et al.* 2007)

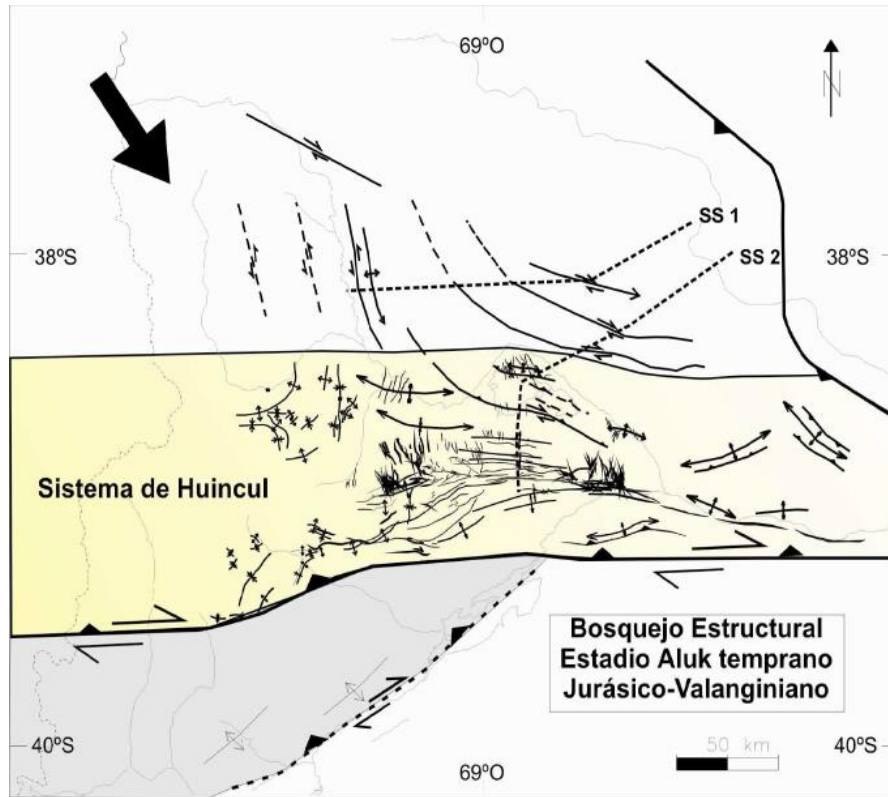


Figura 7: Se indica el vector principal del campo de deformación, se pueden observar las estructuras generadas durante el estadio Aluk (Pliensbachiano-Valanginiano). (Mosquera *et al.* 2011).

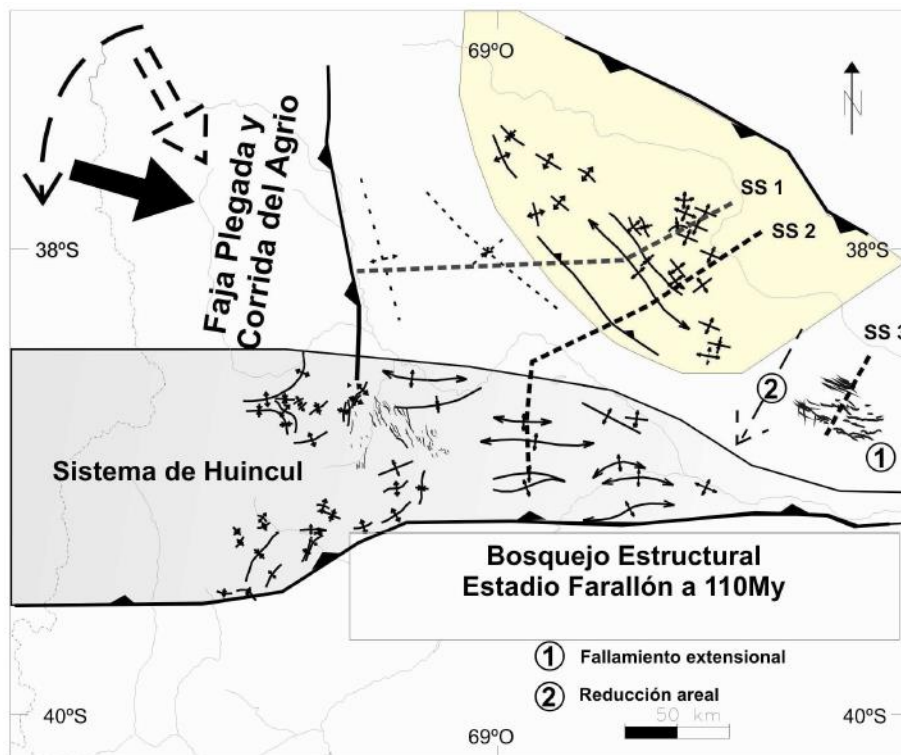


Figura 8: Se observa la rotación del vector principal de deformación en sentido antihorario y estructuras relacionadas durante estadio Farallón (Cenomaniano). (Mosquera *et al.* 2011).

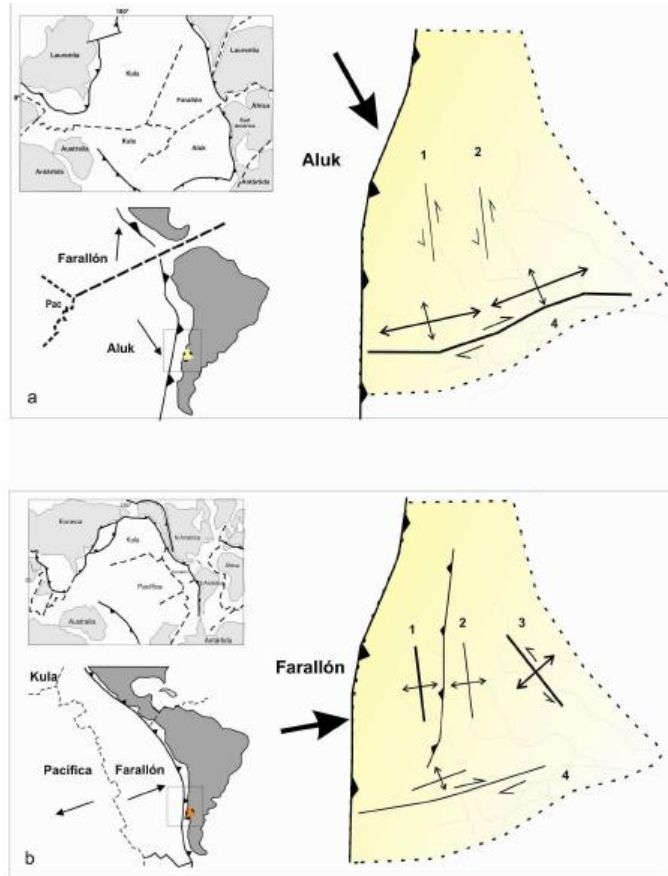


Figura 9: En la figura (a) se observan estructuras activas durante el Pliensbachiano-Valanginiano (estadio Aluk), en la figura (b) se observan estructuras desarrolladas durante el Cenomaniano (estadio Farallón), notar el cambio de dirección del vector de convergencia. 1. Faja plegada y corrida del agrio, 2. Sistema de Chihuidos, 3. Sistema de Entre Lomas, 4. Sistema de Huinul. (Mosquera *et al.* 2011).

Modelos previos (Antecedentes)

Uno de los primeros modelos estructurales para esta zona fue propuesto por Orchuela *et al.* (1981) y posteriormente actualizado por Ploszkiewicz *et al.* (1984) y Orchuela y Ploszkiewicz (1984), quienes presentaron un esquema contemplando el movimiento de los bloques en un sistema transcurrente dextral, resolviendo las estructuras con geometrías de flores positivas (transpresivas) o negativas (transtensivas), relacionadas a fallas de basamento de alto ángulo. Aproximadamente al mismo tiempo que se publicaban los trabajos de transcurrancia en la dorsal neuquina, Glennie y Boegner (1981) y Harding (1983), definían el concepto de inversión tectónica positiva, que consideraba la posibilidad de aprovechar a las fallas extensionales preexistentes como zonas de debilidad, favoreciendo la reactivación en sentido inverso por lo cual los bajos estructurales iniciales pasan a ocupar zonas elevadas. Eisner (1991), Uliana y Legarreta (1993), Uliana *et al.* (1995) y con mayor detalle Vergani *et al.* (1995) y Vergani (2004), proponen un modelo con predominio de inversión selectiva de supuestos hemigrábenes orientados en sentido ENE, los que controlaron la orientación de las estructuras anticlinales originadas. Según

estos autores, la segmentación observada a lo largo del rumbo es explicada por fallas de transferencia, con orientación NO, que actuaron como límites estructurales durante la inversión. Posteriormente, Pángaro *et al.* (2006) cuestionan la importancia asignada a la inversión tectónica, y proponen un modelo dominado por fallas inversas formadas en respuesta a los esfuerzos compresivos, basándose en información sísmica de Sierra Barrosa-Aguada Baguales y Piedra Chenque. Estas hipótesis fueron reevaluadas e integradas por Silvestro y Zubiri (2008) en un esquema que considera distintos mecanismos de deformación de acuerdo al sector de la dorsal en que se encuentren las estructuras, incluyendo corredores transcurrentes, estructuras relacionadas a inversión oblicua de hemigrábenes previos y la generación de estructuras compresivas sin influencia de los rasgos extensionales previos. Silvestro y Zubiri (2008), hacen una descripción de varias estructuras que se encuentran en el área de estudio del presente trabajo, la falla Puesto Cortadera es interpretada como una falla inversa de basamento sin evidencia de inversión tectónica, con un alto rechazo vertical y con escaso o nulo desplazamiento de rumbo. Por otra parte, la falla Charco Zampal es interpretada como una falla con reactivación mediante desplazamiento de rumbo que da lugar a estructuras de flor negativa y positiva.

Marco teórico

Sísmica de reflexión

El método de Sísmica de Reflexión es uno de los más utilizados para la prospección sísmológica y permite obtener volúmenes 3D del subsuelo. Se basa en las leyes de Snell, el Principio de Fermat y el de Fresnel – Huygens. Este método consiste en medir el tiempo de tránsito de un frente de onda generado por una fuente de energía apropiada ya sea explosivos controlados o camiones vibradores, colocados en superficie o cerca de la misma, que se refleja en las distintas interfases de subsuelo y vuelven a la superficie donde son captadas por sensores llamados geófonos. La medición de estos tiempos y su posterior procesamiento permite la elaboración de un volumen sísmico en tiempo.

Conceptos básicos

Impedancia acústica y coeficiente de reflexión

La impedancia acústica (Z) es una medida de la resistencia que ofrece un medio al paso de las ondas acústicas y depende proporcionalmente de la velocidad en que una onda acústica atraviesa un medio (V) y de su densidad (ρ), [1]. La magnitud de los contrastes de impedancia acústica en una interfase que separa dos medios con diferentes Z se denomina coeficiente de reflexión (CR), es también la fracción de energía sísmica que se refleja en la interfase [2].

$$Z = V \times \rho \quad [1]$$

Z = Impedancia acústica
 V = Velocidad
 ρ = Densidad

$$CR = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad [2]$$

R = Coeficiente de reflexión

Z_1 = Impedancia acústica del medio suprayacente

Z_2 = Impedancia acústica del medio infrayacente

Leyes de Snell

Suponiendo una interfase o superficie de contacto entre dos medios con diferentes velocidades de propagación de ondas, V_1 y V_2 , siendo 1 el medio suprayacente y 2 el medio infrayacente a dicha interfase. Al incidir sobre la interfase un frente de onda, con un ángulo de incidencia α_1 (ángulo entre la normal a la interfase y la dirección de propagación del frente de onda), al reflejarse lo hará con un ángulo igual al incidente α_1 (de acuerdo a la Primera ley de Snell). Por otra parte, al refractarse lo hará con un ángulo de refracción α_2 indicado por la Segunda ley de Snell [3] (fig. 10), cuyo valor se puede obtener por medio de la siguiente ecuación:

$$\frac{\text{sen } \alpha_1}{V_1} = \frac{\text{sen } \alpha_2}{V_2} \quad [3]$$

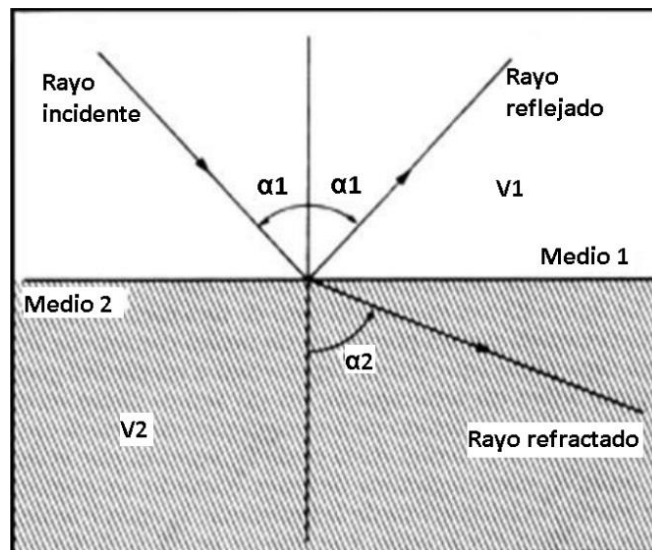


Figura 10: Ley de Snell.

Existe un caso particular que ocurre cuando el ángulo del rayo incidente es mayor o igual al ángulo crítico (esto es cuando $\sin \alpha_2 = 1$) el ángulo refractado es de 90° y el rayo se desplaza por la interfase. Este es un caso especial de la segunda Ley de Snell que se denomina reflexión total y únicamente ocurre en los casos de V_2 es mayor a V_1 (fig. 11). Dicho ángulo crítico puede calcularse de acuerdo a la ecuación $\theta_c = \arcsen \frac{V_1}{V_2}$.

Cuando ocurre reflexión total, el rayo se transmite por la interfase, con la velocidad del medio 2 (de acuerdo con el principio de Fermat) y emite hacia la superficie infinitos rayos reflejados, de acuerdo con el principio de Huygens, cuyo ángulo de reflexión es el mismo ángulo crítico (por la 1° Ley de Snell).

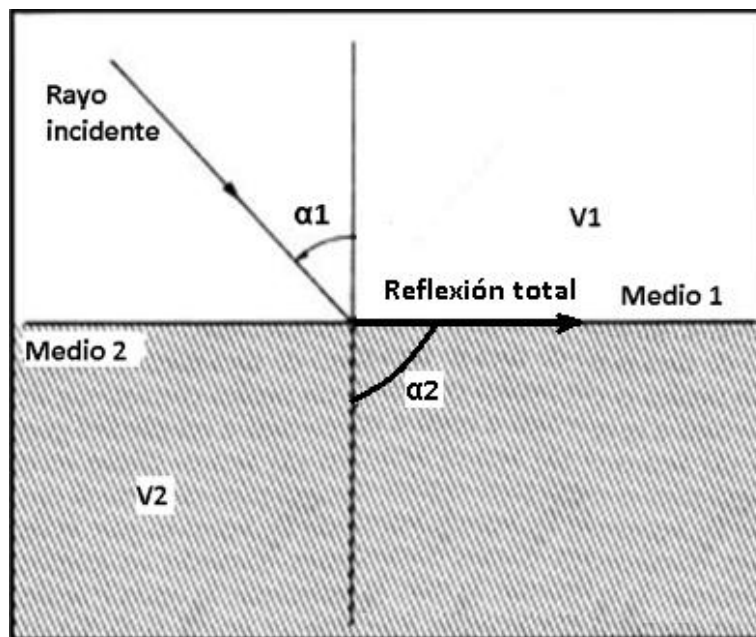


Figura 11: Caso particular de la ley de Snell (reflexión total).

Principio de Fermat

Este principio establece que el trayecto seguido por luz al propagarse de un punto a otro es tal que el tiempo empleado en recorrerlo es un mínimo. Este principio también se cumple para el caso de las ondas acústicas, además de cumplir con la Ley de Snell, siempre su trayectoria será la que involucre el menor tiempo posible.

Principio de Fresnel - Huygens

Este principio afirma que todo punto de un frente de onda inicial puede considerarse como un frente de onda esférica secundario que se extiende en todas las direcciones con la misma velocidad, frecuencia y longitud de onda que el frente de onda del que procede.

Adquisición

El proceso de adquisición de datos sísmicos consiste en la generación de frentes de onda en la superficie de la tierra o cercana a la misma ya sea por fuentes de energía que genera una perturbación artificial instantánea; pulso de corta duración (explosivo) o tren de onda controlada (equipos vibradores). El frente de onda viaja por el subsuelo y se refleja en las diferentes interfases, al volver a superficie es captado por sensores, geófonos en prospección terrestre e hidrófonos en el mar. Los datos captados por los geófonos se almacenan en las unidades de adquisición o sismógrafo.

El proyecto sísmico **Piedra Chenque** fue adquirido por el grupo 07 de la empresa UGA S.A. en el año 2003. Un total de 28.568 puntos vibrados fueron registrados dentro de 38.178 estaciones receptoras.

La adquisición tiene un *overlap* con el proyecto sísmico **Portezuelo** que fue registrado por el grupo 309 de la empresa Digicon Geophysical en el año 1995 con un total de 15.069 puntos vibrados y 13.367 estaciones receptoras.

Parámetros de adquisición Piedra Chanque 3D

Tabla 1: Información de receptores.

Medida del BIN	25 m.
Intervalo entre estaciones	50 m.
Espaciamiento entre líneas	150 m.
Número total de estaciones	38178
Geófonos	Sensor SM-4
Arreglo	12 Geófonos
Longitud del Arreglo	27.5 m.
Longitud de Registro	5 s.

Tabla 2: Información de fuente.

Medida del BIN	25 m.
Intervalo entre puntos vibrados	50 m.
Espaciamiento entre líneas	200 m.
Número total de puntos vibrados	28568
Vibradores	MERTZ - 27
Longitud de Barrido	8 s.
Frecuencia	6 – 100 Hz.

Tabla 3: Información del tendido.

Numero de líneas por PATCH	12
Numero de receptoras por líneas	112
Receptoras por PATCH	1344
OFF SET máximo	2875

Tabla 4: Información del FOLD.

FOLD nominal	84
FOLD máximo del proyecto	119 (en la zona de unión con el otro 3D)

Parámetros de adquisición Portezuelo 3D

Tabla 5: Información de receptores.

Medida del BIN	25 m.
Intervalo entre estaciones	50 m.
Espaciamiento entre líneas	300/200 m.
Número total de estaciones	13367
Geófonos	Mark L-120
Arreglo	12 Geófonos
Longitud del Arreglo	50 m.
Longitud de Registro	5 s.

Tabla 6: Información de fuente.

Medida del BIN	25 m.
Intervalo entre puntos vibrados	50 m.
Espaciamiento entre líneas	400/200 m.
Número total de puntos vibrados	15069
Vibradores	MERTZ – 18
Longitud de Barrido	8 s.
Frecuencia	10 - 90 Hz

Tabla 7: Información de tendido.

Numero de líneas por PATCH	8/12
Numero de receptoras por líneas	96/48
Receptoras por PATCH	768/576
OFF SET máximo	2875/1675

Tabla 8: Información de FOLD.

FOLD nominal	36
FOLD máximo del proyecto	119 (en la zona de unión con el otro 3D)

Procesamiento

La empresa encargada del procesamiento fue VERITAS GeoServices. Fueron procesados 43.636 registros en un total de 51.545 estaciones receptoras, correspondientes a los dos proyectos, Portezuelo y Piedra Chenque. El área total procesada fue de 447 Km². Las dos áreas se procesaron juntas. En este punto es importante destacar que previamente al procesamiento se chequeó la fase de ambos proyectos observando que Portezuelo estaba invertido 180 grados con respecto a Piedra Chenque, por lo que se rotó el proyecto de Portezuelo para así procesar ambos proyectos con la misma fase. A continuación un listado con la secuencia de procesamiento utilizada.

1. Cambio de Formato *SEG-D* a Formato Interno de Procesamiento
2. Generación y Control de la Geometría
3. Edición de Trazas
4. Comprobación de Fase de Registración Anterior
5. Corrección por Divergencia Esférica
6. Atenuación de Amplitudes Anómalas (*BLAST*)
7. Deconvolución *Spiking* Consistente en Superficie
8. Correcciones Estáticas por Refracción (*GLI*)
9. Análisis Interactivo Preliminar de Velocidades
10. Primer Paso de Estáticas Residuales Consistentes en Superficie
11. Segundo Análisis Interactivo de Velocidades
12. Segundo Paso de Estáticas Residuales Consistentes en Superficie
13. Blanqueo Espectral Antes de Suma
14. Estáticas Residuales *TRIM*
15. Atenuación de Ruido Aleatorio
16. Migración Omega-X Post Apilamiento
17. Deconvolución FXY en el dominio *xspread* Antes de Suma
18. Análisis Interactivo de Velocidades de Migración
19. Migración en Tiempo Antes de Suma
20. Corrección Dinámica Residual y Apilamiento
21. Atenuación de Ruido Aleatorio
22. Filtrado y Escalado Final

Se destacan a continuación algunos de las etapas de procesamiento más importantes:

Corrección estática: este tipo de corrección se utiliza para eliminar la influencia del perfil topográfico y de la capa meteorizada o *weathering*. Para esto se establece un plano horizontal de referencia o *datum* por debajo del *weathering* (fig. 12), que funciona como el nuevo cero de los tiempos. Al tiempo total registrado se le restan (o se le suma) los tiempos

que tarda el frente de onda en recorrer la distancia desde la posición de la fuente hasta el plano de referencia (incidencia) en el recorrido de ida y desde este plano hasta el receptor (emergencia) en el recorrido de vuelta. Estos datos se determinan mediante registros de *up hole* y/o refracciones distribuidas en el área de cobertura del 3D. Se hace una corrección por incidencia y otra por emergencia, única para cada estaca o estación, de modo tal que se aplica la corrección estática total (incidencia + emergencia) (fig. 12) calculada a cada una de las trazas de los registros individuales.

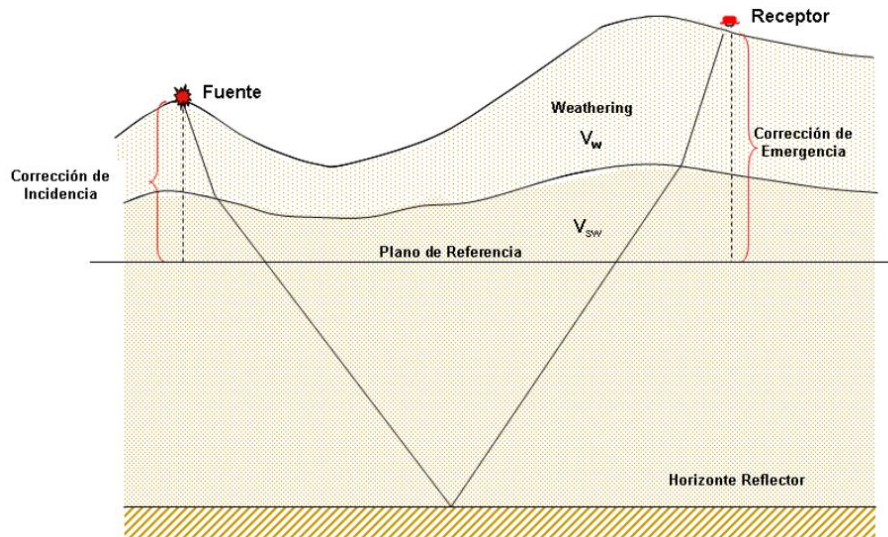


Figura 12: Esquema de corrección estática.

Corrección dinámica: es utilizada para colocar en fase las distintas reflexiones de cada familia de trazas de un mismo punto común profundo (PCP) (*gather*) (fig. 13). Se llevan todos los eventos a tiempos de ida y vuelta vertical como si fuente y receptor estuviesen juntos, calculando las diferencias de tiempo (ΔT) entre cada trayectoria oblicua y la normal a la capa, lo que constituye la corrección por Retardo Normal (NMO o Normal Move Out) (fig. 14). Una vez realizada esta corrección, se suman las trazas de cada *gather*, obteniendo para cada PCP una única traza suma.

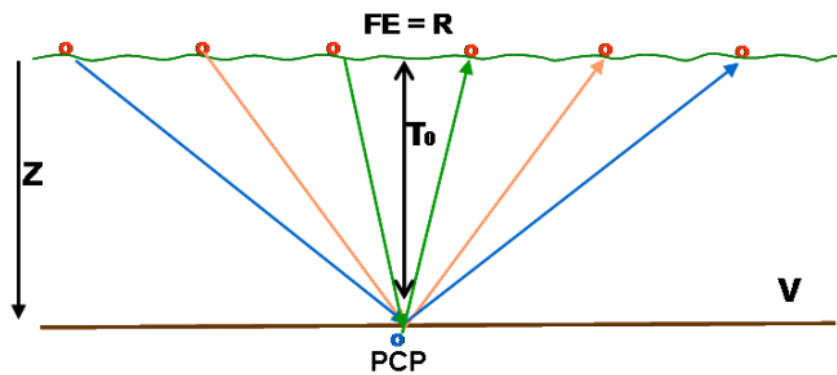


Figura 13: Esquema de punto común profundo.

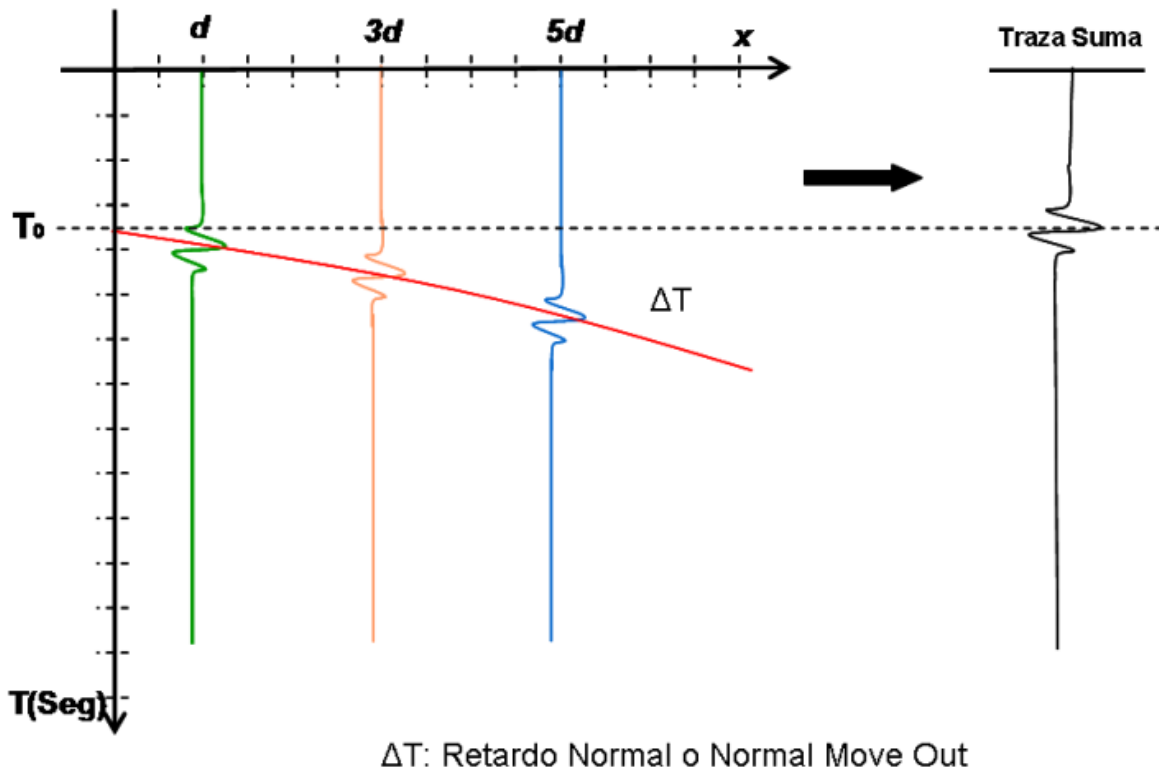


Figura 14: Esquema de un gather y la aplicación de la corrección dinámica.

Migración: Al registrar una línea sísmica se considera que la traza suma obtenida en cada Gather contiene datos como si fuente y receptor estuvieran juntos y el frente de onda ha viajado en forma vertical, esta suposición no es correcta para el caso de que existan horizontes buzantes (fig. 15). La migración es un algoritmo que trata de corregir este error, llevando cada PCP a su verdadera posición. Este algoritmo también colapsa las difracciones que se producen cuando el frente de onda alcanza un relieve brusco.

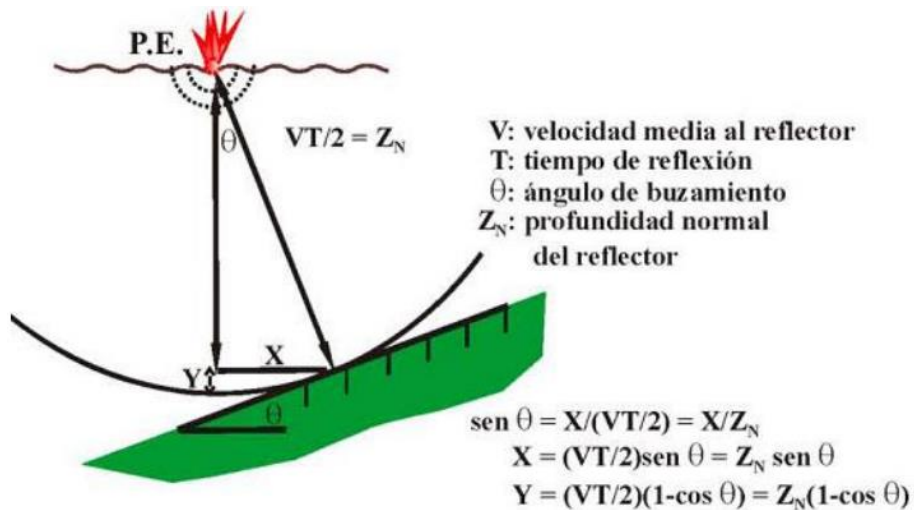


Figura 15: Esquema mostrando posición relativa del evento sísmico frente un horizonte buzante.

Interpretación sísmica

La interpretación sísmica es el análisis de datos sísmicos ya sean 2D o 3D para generar modelos y predicciones los más certeras posibles acerca de las características del subsuelo. Los datos sísmicos no son una representación absoluta de los propiedades de la tierra, son una medición indirecta y dependen de la forma en que se hayan adquirido y procesado, por esto es muy importante conocer estos parámetros a la hora de realizar la interpretación.

Calibración de pozos

La calibración de la sísmica con los datos de pozos es el primer paso para la interpretación y permite vincular los datos de la sísmica en tiempos con los datos en profundidad de los pozos, mediante una ley de velocidad. Una vez vinculados se puede identificar en los datos sísmicos los niveles geológicos interpretados previamente en los pozos.

Este procedimiento se puede realizar a través de 3 métodos: Por medio de la información de un perfil sónico, un *CheckShot* o un VSP.

El perfil sónico es el método más económico pero menos preciso. Mide el tiempo de tránsito en las rocas, esto se refiere al tiempo que tarda una onda en transitar una longitud conocida, con estos datos se puede obtener la velocidad de la onda en las rocas. Con el dato de velocidad y la densidad de las rocas se calcular la impedancia acústica, tal como se describió en la ecuación [1], que corresponde a la resistencia que ofrece un medio al paso de las ondas acústicas. A partir del cálculo de las impedancias acústicas se pueden obtener los coeficientes de reflexión (ecuación [2]), que indican el porcentaje de energía que es reflejado en cada interfase.

Una vez calculado el perfil de coeficientes de reflexión, o reflectividad, se realiza la convolución del mismo con una ondícula extraída del dato sísmico y de esta manera se construye una traza sísmica sintética (fig. 16). Esta última se correlaciona con el dato sísmico de superficie en la posición del pozo, con esto se pueden identificar diferentes reflectores que se corresponden con pases formacionales reconocidos en el pozo, también se podrá obtenemos una tabla de tiempo-profundidad o ley de velocidad.

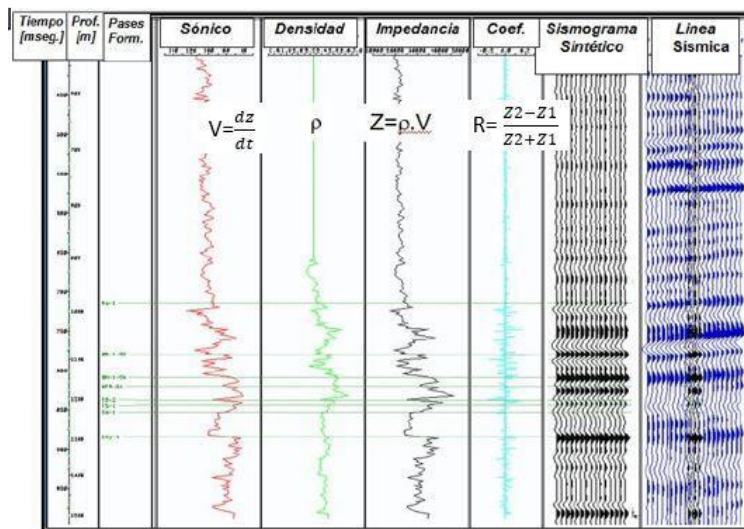


Figura 16: Perfiles relacionados con la generación de un sismograma sintético y su correlación con líneas sísmicas.

El *CheckShot* (Prueba de velocidad) es un método por el cual se mide el tiempo que tarda la onda generada en superficie en cercanía del pozo en atravesar las rocas hasta un arreglo de receptores ubicados dentro del pozo (fig. 17). Para este tipo de registro se utiliza una fuente de energía preferentemente la misma que se utilizó para realizar la sísmica de superficie.

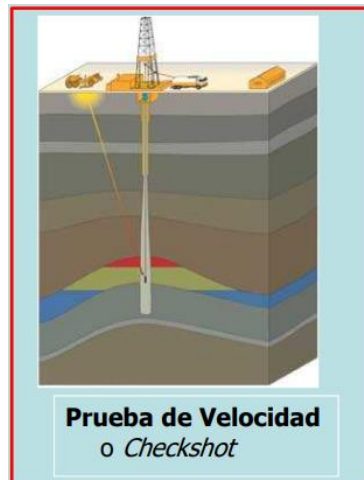


Figura 17: Esquema ilustrativo de prueba de velocidad o *Checkshot*.

Como la onda viaja diagonalmente se corrige su trayectoria por trigonometría para obtener el tiempo sísmico vertical, como si la fuente y los receptores estuvieran ubicados en la posición del pozo. Por último se multiplica este tiempo por dos para obtener el tiempo de ida y vuelta para que pueda ser comparado directamente con la sísmica de superficie. Con estos datos se puede obtener la curva tiempo-profundidad, curva velocidad promedio y curva velocidad intervállica (figs. 18 y 19). Los receptores son posicionados a las profundidades donde se observen cambios en la velocidad de las rocas o en niveles de interés geológico como los topos formacionales o zonas de potencias importancia económica.

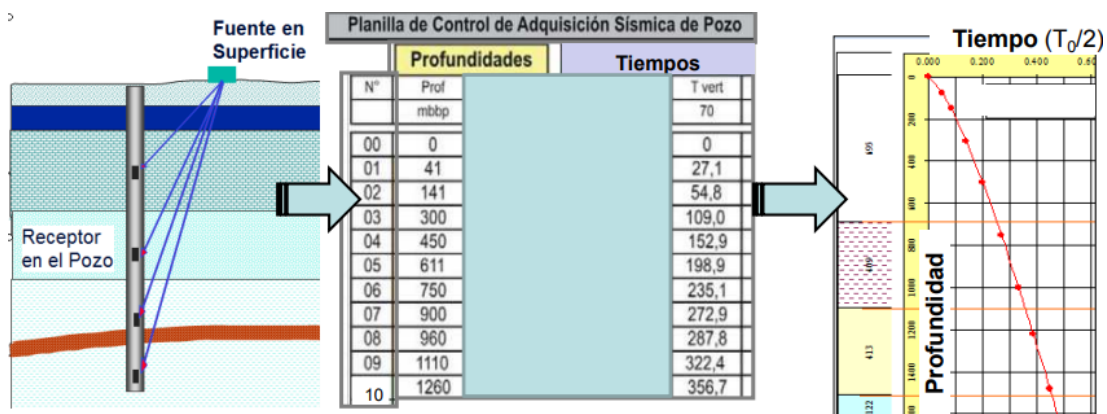


Figura 18: Esquema ilustrando los procedimientos para la generación de una curva de tiempo-profundidad.

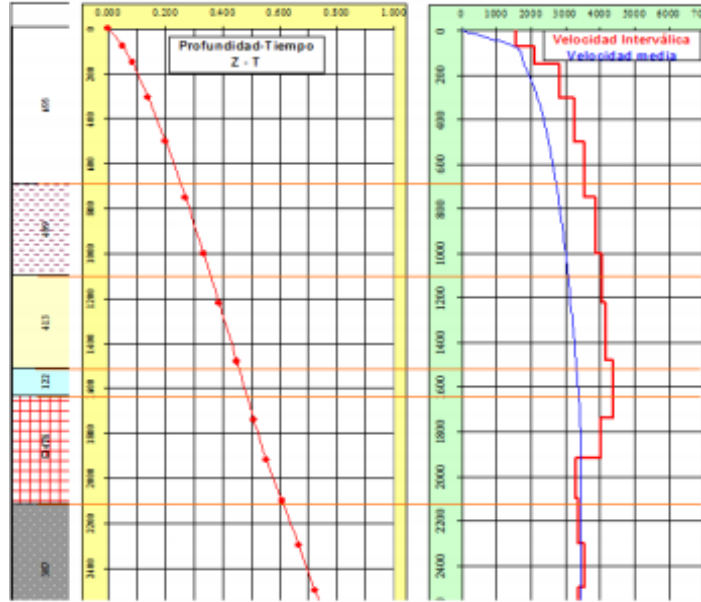


Figura 19: Graficos de tiepo-profundidad, velocidad media y velocidad interválca a partir de *Checkshot*.

El VSP (Perfil sísmico vertical) es el más preciso y más costos, la forma de obtención de datos es similar a la del *CheckShot* pero a diferencia de éste la cantidad de receptores ubicados dentro del pozo es mucho mayor, los mismos se disponen equiespaciados en la zona de interés con una distancia de 15m a 30m más un arreglo tipo *CheckShot* hasta la superficie. Otra ventaja de este método es que además de medir los tiempos correspondientes a los primeros arribos (onda directa) también registra las reflexiones sísmicas, por lo que permite obtener información de regiones que están por debajo del fondo del pozo (fig. 20 y 21). Con esta información se puede obtener una traza sísmica registrada en la posición del pozo, en tiempo y en profundidad.

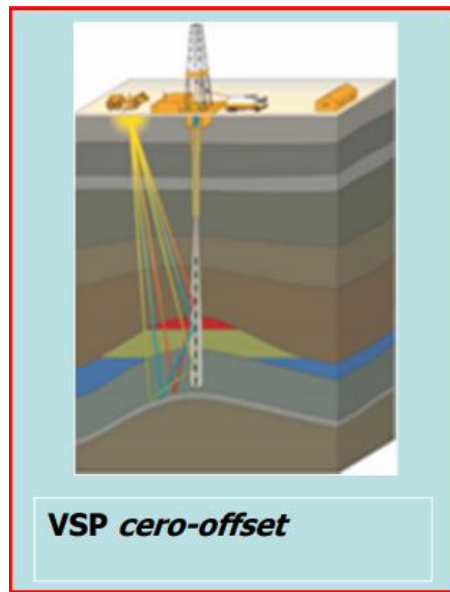


Figura 20: Esquema ilustrativo de VSP.

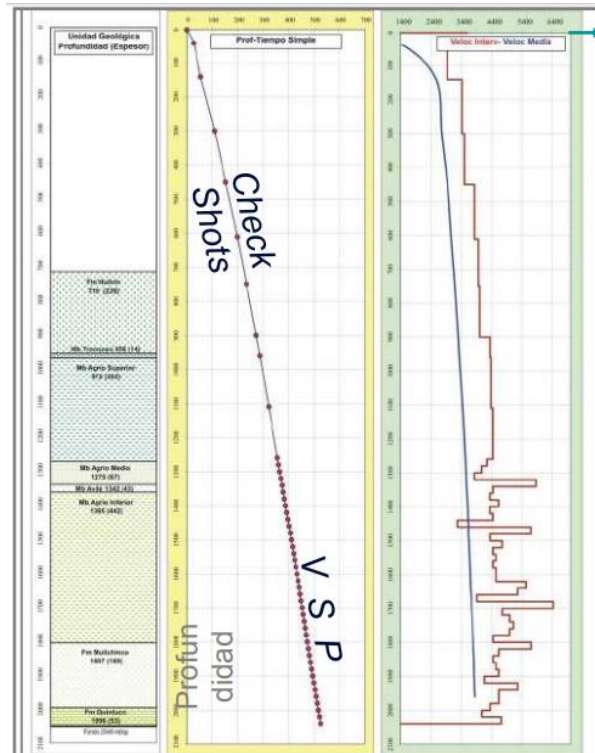


Figura 21: Graficos de tiempo-profundidad, velocidad media y velocidad interválca a partir de VSP.

Resolución sísmica

La resolución sísmica hace referencia a la mínima separación entre dos eventos geológico que pueden ser detectados sísmicamente. Se establecen 2 parámetros que hacen referencia a su determinación (Brown 2004):

Resolución sísmica vertical: corresponde al mínimo espesor de capa que puede ser detectado por la sísmica, esto es que las reflexiones del tope y la base de la capa se puedan distinguir. De acuerdo con Brown (2004) este valor corresponde a medio periodo, o lo que es lo mismo, $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda de la ondícula (fig. 22). Por ende mientras más pequeña es la longitud de onda (más alta la frecuencia) la resolución sísmica será más precisa. Lamentablemente la tierra absorbe las altas frecuencia de las ondas y tiende a aumentar la longitud de onda de las ondículas a medida que las ondas viajan mayores distancias, ya que su comportamiento no es perfectamente elástico, por lo que a mayor profundidad la resolución sísmica será de peor calidad.

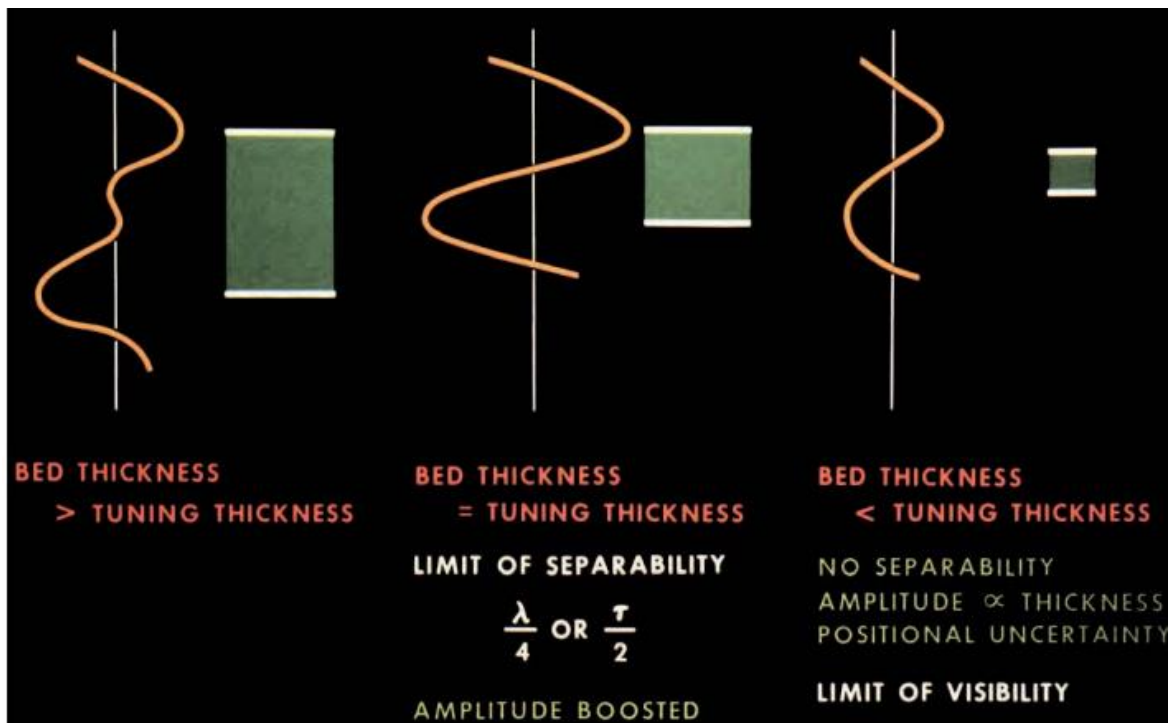


Figura 22: Esquema mostrando diferentes casos de resolución sísmica vertical.

Resolución sísmica horizontal: corresponde a la mínima separación lateral para que dos eventos puedan ser individualizados sísmicamente. Este valor está altamente influenciado por el proceso de migración, por lo que su valor queda establecido en $\frac{1}{2}$ de la longitud de onda del dato sísmico.

Atributos sísmicos

Los atributos sísmicos son parámetros que se pueden obtener por medio de cálculos matemáticos que involucran a las trazas sísmicas. Los principales atributos sísmicos son de amplitud, fase y frecuencia, con estos parámetros se pueden caracterizar al dato sísmico estructural y estratigráficamente (Brown, 2004). Algunos de los atributos sísmicos más utilizados son los de discontinuidad, curvatura o tecVA, que permiten caracterizar el dato de acuerdo con la similitud entre trazas sucesivas y en general responden a la presencia de fallas o discontinuidades (Atencio *et al.*, 2014).

La litología, porosidad, permeabilidad, contenido de fluidos, son factores que modifican de una u otra manera al dato sísmico, afectando a los contrastes de impedancia acústica que van a modificar las amplitudes de las ondas sísmicas. Estos cambios van a depender de las cualidades de las rocas.

Los atributos sísmicos se pueden agrupar en dos grandes categorías:

- Atributos interprete-independientes: son aquellos que se calculan del dato sísmico, sin tener en cuenta las interpretaciones o modelos geológicos, por lo que son totalmente independientes de interpretaciones que se puedan realizar en el dato sísmico.

- Atributos interprete-dependiente: son aquellos que se calculan luego de realizar una interpretación en el dato sísmico, ya que estos atributos dependen de las interpretaciones realizadas. Por ejemplo puede realizarse sobre un horizonte interpretado en un entorno de una determinada cantidad de ms por encima y por debajo o puede realizarse entre 2 superficies interpretadas.

Metodología

El estudio se inició con una recopilación de datos del área que incluyen; datos sísmicos 3D “Portezuelo – Piedra Chenque” y 39 pozos. Luego se procedió a la búsqueda de trabajos previos del área de estudio.

Se analizó información de los 39 pozos incluyendo legajos, perfiles registrados, ensayos realizados, profundidades alcanzadas y profundidades de pases formacionales (tabla 9). Todo esto para identificar los pozos más favorables para realizar la correlación de los pozos con la sísmica. Se cargaron los registros de desviación de los pozos que tenían esta información, luego se utilizaron los registros de perfiles sísmicos, de densidad y pruebas de velocidad (de existir).

Tabla 9: En color amarillo se ilustran los pozos con buenos datos de perfil sísmico y perfil de densidad, los cuales son adecuados para una buena correlación con el dato sísmico. En color rojo se muestran los pozos que no pudieron ser utilizados para la correlación con el dato sísmico.

Pozo	Cordenadas (x)	Cordenadas (y)	Elevación	Profundidad	Perfil sísmico	Perfil de densidad
BCE.x-1	5673636,782	2460166,416	955	3100	40-3100	350-3100
CaMo.x-1	5668436,016	2460157,663	816	2003		300-2005
CCH-1	5682514,236	2467238,208	813,73	634		
CCH-2	5681723,044	2473349,727	779,86	557		
CCH-3	5683349,278	2469340,369	771,81	708		
CCH-4	5686789,557	2472578,938	698,75	856		
CCS.a-2	5682752,49	2474247,26	749,43	1462	225-1458	
CD.x-2	5679292,417	2465378,083	867	1303		
ChZ.x-1	5665144,643	2466064,651	714	2873,5	500-1385	
ChZ.x-2	5665619,834	2465926,307	717	1701	47-1709	
ChZ.x-3	5665982,187	2463767,826	742	1605	75-1606	
CoMi.x-1	5681877,927	2467845,074	823	1850	304-1852	304-1852
D.x-1	5670120,014	2464393,727	790	2505		
Di.x-2	5670334,332	2460694,5	855	2850	106-2837	
EEs.x-1	5668237,058	2462956,391	784,38	(sin legajo)		
EIAI.x-1	5671925,975	2460044,443	852	2576	490-2563	490-2576

ElMe.x-1	5674021,111	2472510,215	785	1503	280-1505	280-1505
ELN.x-1	5689123,832	2470672,395	724	3792	742-3774	2400-3769
ERm.x-1	5669837,418	2459194,12	819	2502	216-1447	216-1447
LCan.x-1	5672374,12	2457235,023	974,96	3150	0-2594	141-1305
MoCo.x-1	5671710,734	2470685,683	727	1300	137-1310	1305
PCh.e-2	5659642,408	2464287,569	726,23	1759	1034-1756	614-2543
PG.x-3	5683089,321	2461886,927	1070	2540,5	18-2543	2543
PG-1	5682129,432	2461126,085	1022,12	1070		
PMi.a-6	5680316,788	2468700,596	817	1058		29-1058
PMi.e-2	5680687,919	2470087,536	790	1100	283-1102	283-1102
PMi.e-3	5679750,809	2468560,828	811	1154	290-1143	290-1149
PMi.e-4	5681335,652	2470178,454	804	1071	177-1071	176-1070
PMi.e-5	5679792,709	2467754,95	817	1200	188-1185	182-1199
PMi.x-1	5680282,657	2469201,226	818	1458	205-1457	205-1457
PuCo.a-4	5672370,495	2466945,371	862	2400	400-2405	400-2405
PuCo.a-5	5671975,01	2464371,22	872,11	0	404-2432	404-2427
PuCo.e-2	5672162,249	2463828,432	888	2400	500-2405	500-2404
PuCo.x-1	5672036,753	2466013,851	893	3125	368-3113	360-3106
PuCo-3	5671774,947	2465287,472	855	2300	419-2300	419-2300
PuCo-6	5671614,47	2466688,214	835	2250	328-2249	328-2250
PuCoE.x-1	5673662,958	2468945,006	834	3111	95-3120	95-3120
SChZ.x-1	5659823,696	2460461,843	729	1800	686-1799	686-1800
SLN.x-1	5686767,191	2463468,272	833	0		

Se correlacionaron 24 pozos con la sísmica a través de los perfiles sísmicos y densidad, calculando de esta manera las impedancias acústicas y a partir de esto, la serie de

coeficientes de reflexión, que convolucionada con una ondícula extraída de la sísmica permitió construir la traza sísmica sintética para cada pozo. Los sismogramas sintéticos de cada pozo, se ajustaron al dato sísmico de superficie para así vincular los datos de cada pozo en profundidad con los datos sísmicos en tiempo (fig. 23). Con los pozos que poseían prueba de velocidad la vinculación fue más confiable, por lo que estos fueron tomados como referencia a la hora de hacer la correlación (fig. 24).

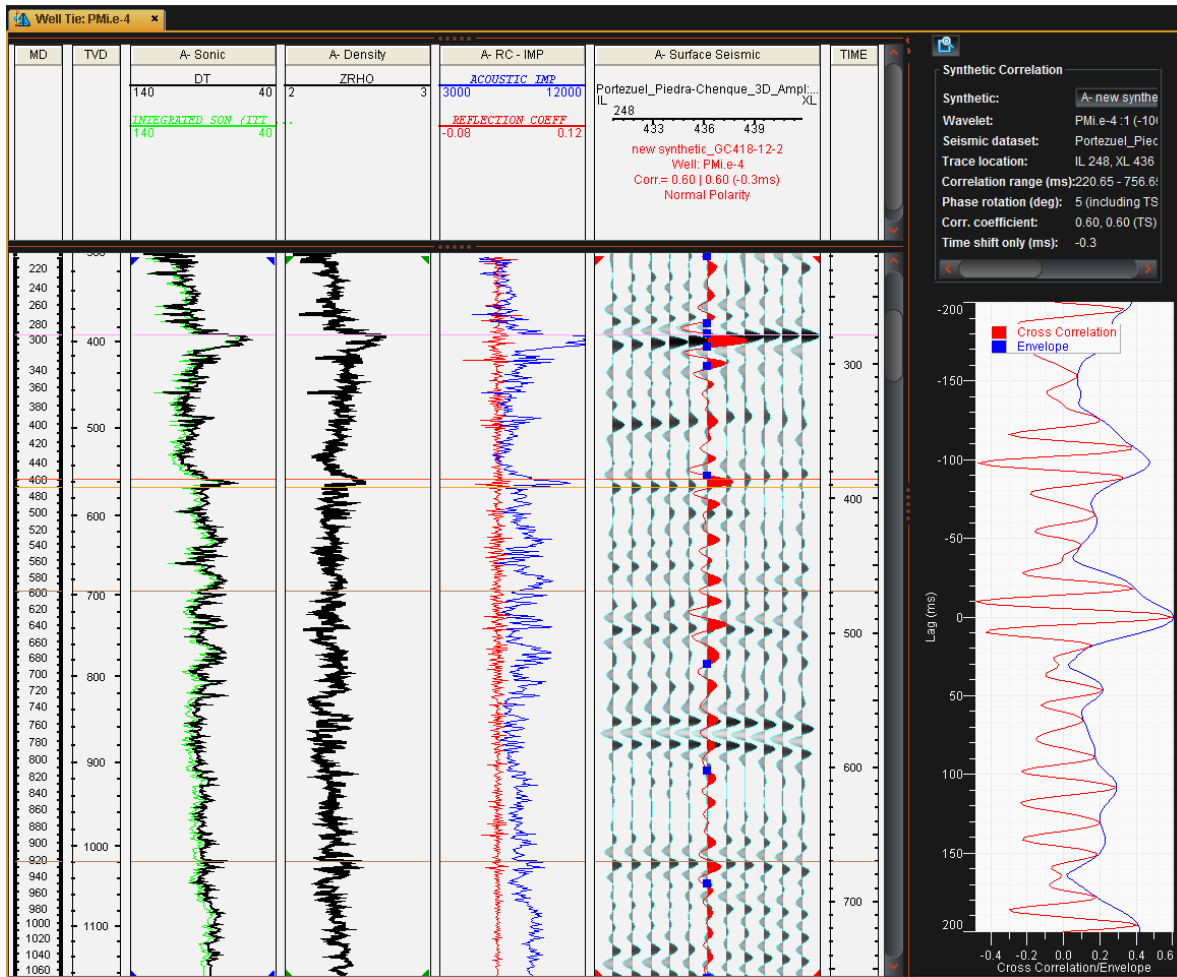


Figura 23: Correlación del pozos PMi.e4 con datos sísmicos a partir de perfil sónico y densidad.

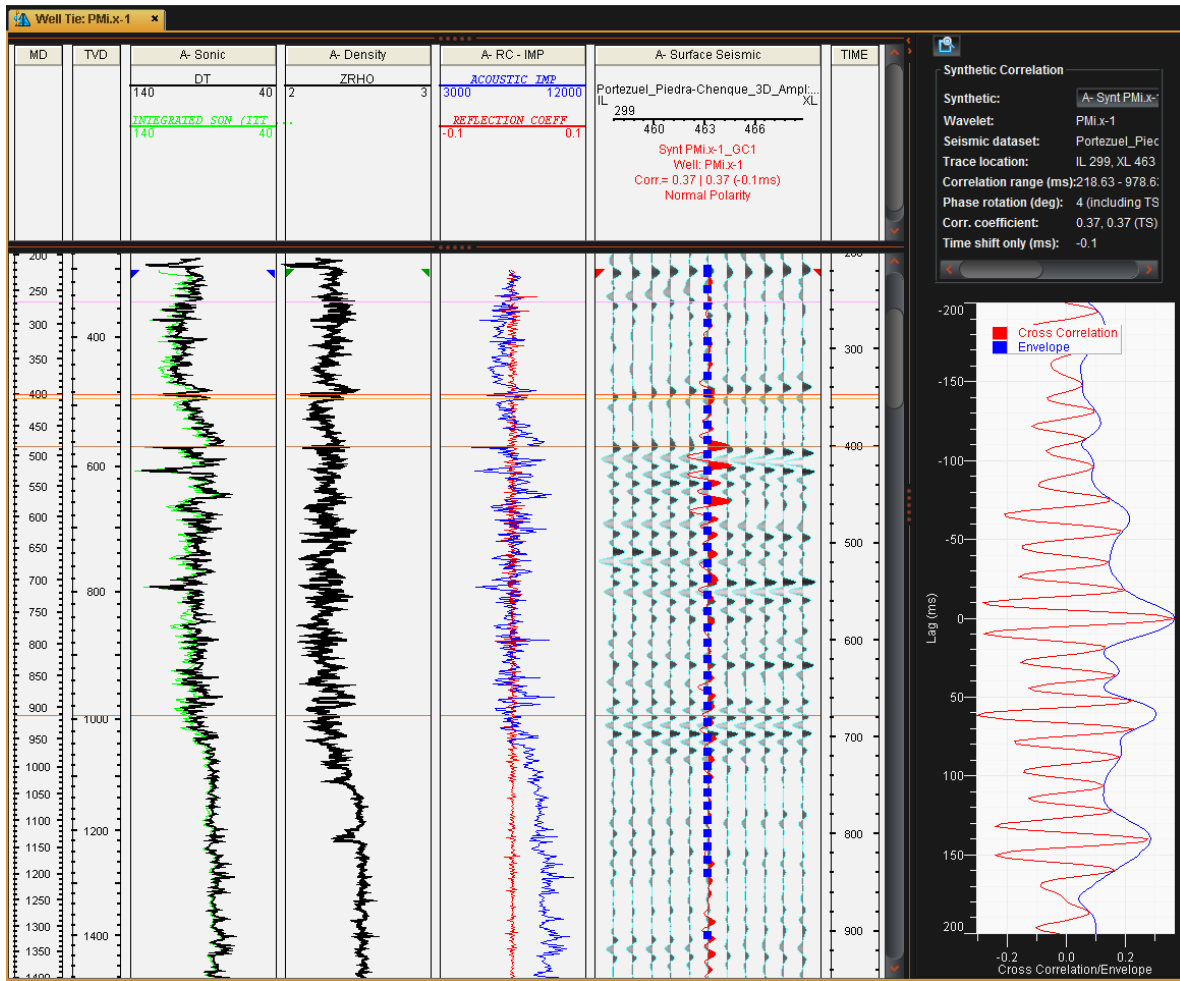


Figura 24: Correlación del pozos PMi.x-1 con datos sísmicos, este pozo presenta prueba de velocidad.

Una vez correlacionados los pozos se pudieron identificar en el dato sísmico los topes formacionales. A partir del reconocimiento de los topes en el dato sísmico se procedió a la interpretación de horizontes sísmicos, realizando un seguimiento lateral de los mismos a partir del dato de pozo. Para esto se realizó un mallado de 20 líneas por 20 trazas, y donde el seguimiento del horizonte presentó dificultades se disminuyó el número entre líneas y trazas interpretadas (fig. 25). Luego se procedió a realizar una correlación automática para completar la interpretación en toda el área de cobertura sísmica (fig. 26).

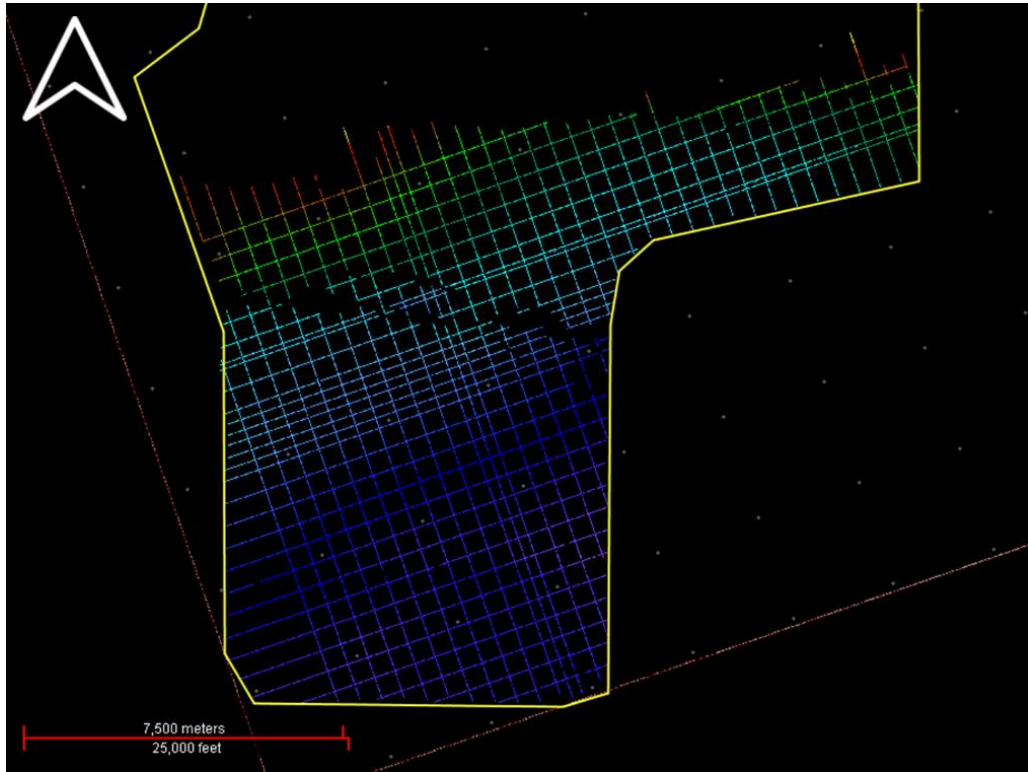


Figura 25: Interpretación manual en grilla de 20 líneas por 20 trazas correspondientes al tope de la Fm. Tordillo en la zona sur del cubo sísmico.

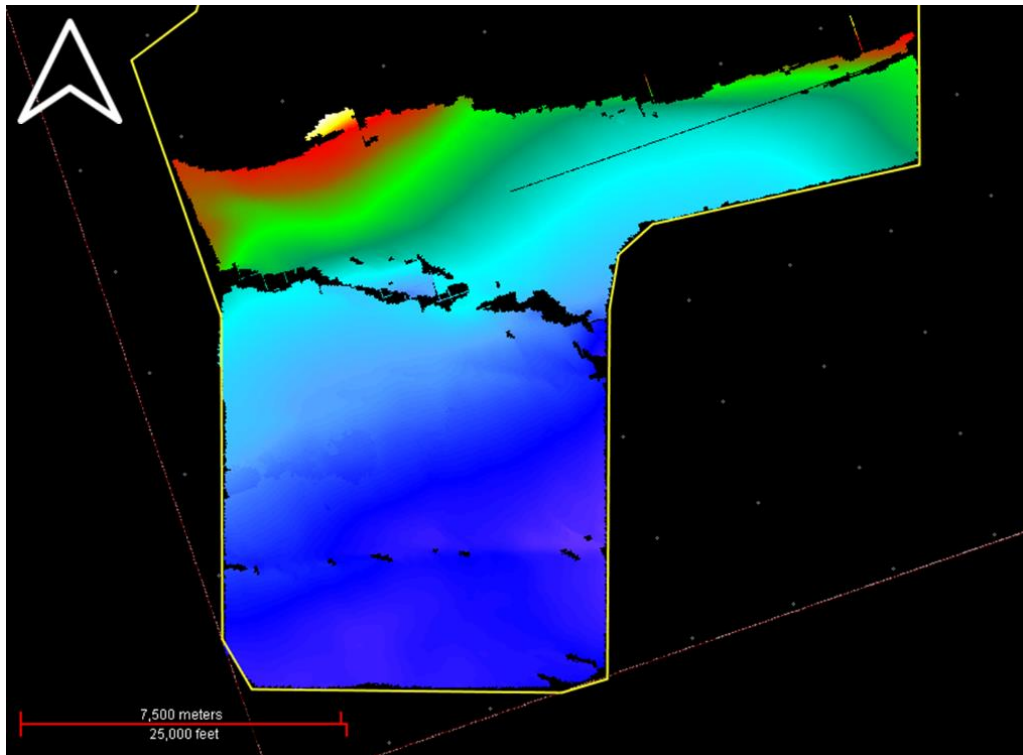


Figura 26: Interpretación automática realizada en base a la grilla interpretada previamente de manera manual.

Con la metodología descrita anteriormente se interpretaron los siguientes horizontes sísmicos: Precuyo (base), Precuyo (tope), horizonte interno de Fm. Los Molles 1, el cual fue elegido por presentar una buena continuidad lateral y se utilizó para separar la Fm. Los Molles superior e inferior, horizonte interno de Fm. Los Molles 2, el cual no fue de gran importancia para la interpretación estructural y se encuentra dentro de Fm. Los Molles inferior, Fm. Los Molles (Tope), Gr. Cuyo (Tope) corresponde a la discordancia Intracaloviana, Fm. Lotena (tope) corresponde a discordancia Intramalmica, Fm. Tordillo (tope), Fm. Quintuco (tope), discordancia Intraaptiana (tope de Fm. Bajada del Agrio), Gr. Neuquén (base) corresponde a discordancia Intracenomaniana.

El área interpretada presenta un sector central de alta complejidad estructural que divide al área en dos bloques, por lo que en la mayoría de los casos la interpretación de los horizontes se realizó por separado para el área norte y sur (figs. 27 y 28). A continuación, se detalla en forma de cuadro qué horizontes fueron interpretados en cada bloque (tabla 10).

Tabla 10: Horizontes interpretados en cada bloque.

Nombre del horizonte	Bloque norte	Bloque sur
Gr. Neuquén (base). Disc. Intracenomaniana	X	X
Discordancia Intraaptiana		X
Fm. Quintuco (tope)	X	X
Fm. Tordillo (tope)		X
Fm. Lotena (tope). Disc. Intramalmica	X	X
Gr. Cuyo (tope). Disc. Intracaloviana	X	X
Fm. Los Molles (tope)	X	X
Discordancia interna de Fm. Los Molles	X	
Horizonte interno de Fm. Los Molles 1	X	X
Horizonte interno de Fm. Los Molles 2	X	
Precuyo (tope)	X	X
Precuyo (base)	X	X

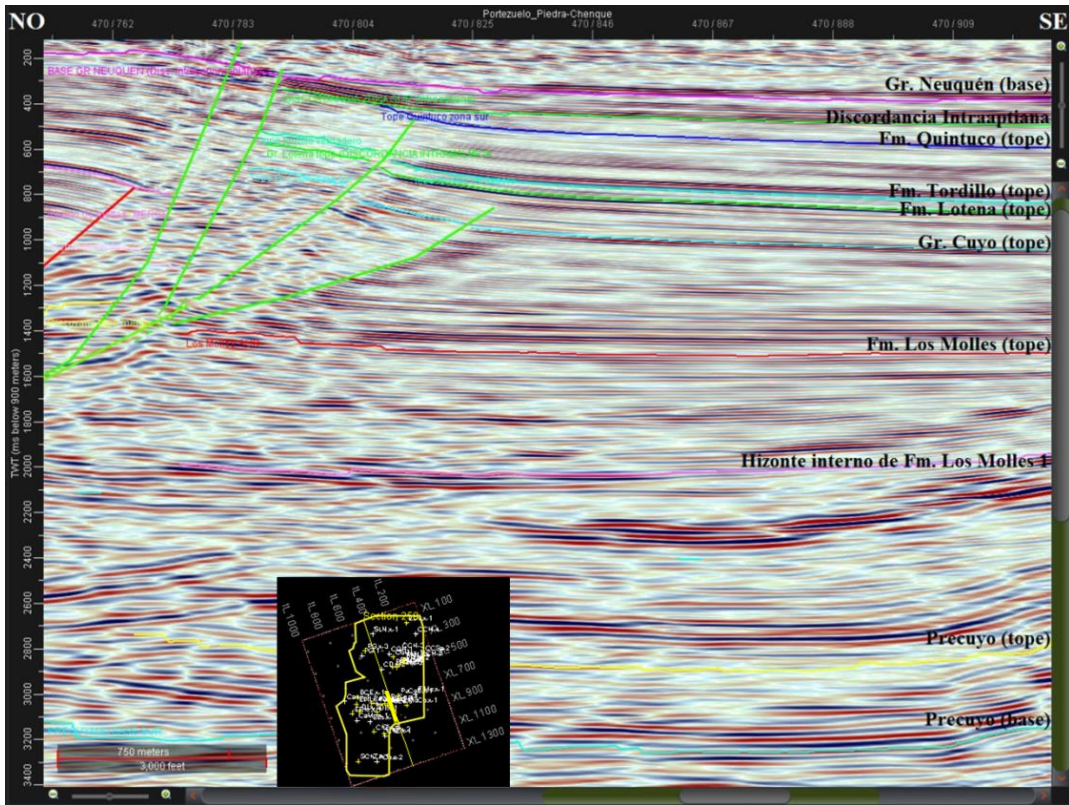


Figura 27: Sección sísmica NO-SE mostrando los horizontes interpretados en el boque sur.

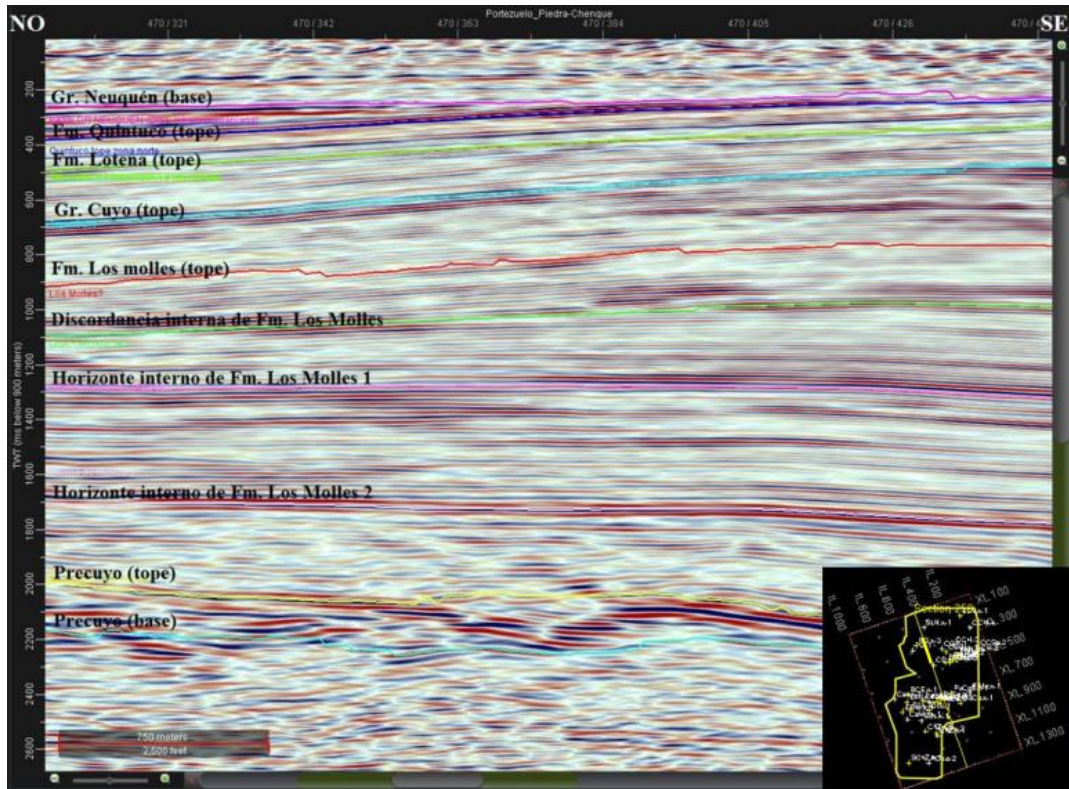


Figura 28: Sección sísmica NO-SE mostrando los horizontes interpretados en el boque norte.

En forma simultánea a la interpretación de horizontes se interpretaron las principales fallas con la ayuda del atributo sísmico de discontinuidad, tanto en planta (fig. 29) como en perfiles (Figs. 30, 31 y 32). Las fallas se interpretaron mediante secciones arbitrarias perpendiculares al rumbo de las mismas para observar el mayor rechazo vertical. Se interpretaron segmentos de las fallas en secciones sísmicas de amplitud y discontinuidad con una separación entre secciones acorde a la dificultad de seguimiento de la falla. Los segmentos de la falla luego fueron triangulados para crear planos de fallas. Se interpretaron un total de 164 fallas, las cuales fueron seleccionadas y simplificadas para la confección de los mapas isócronos.

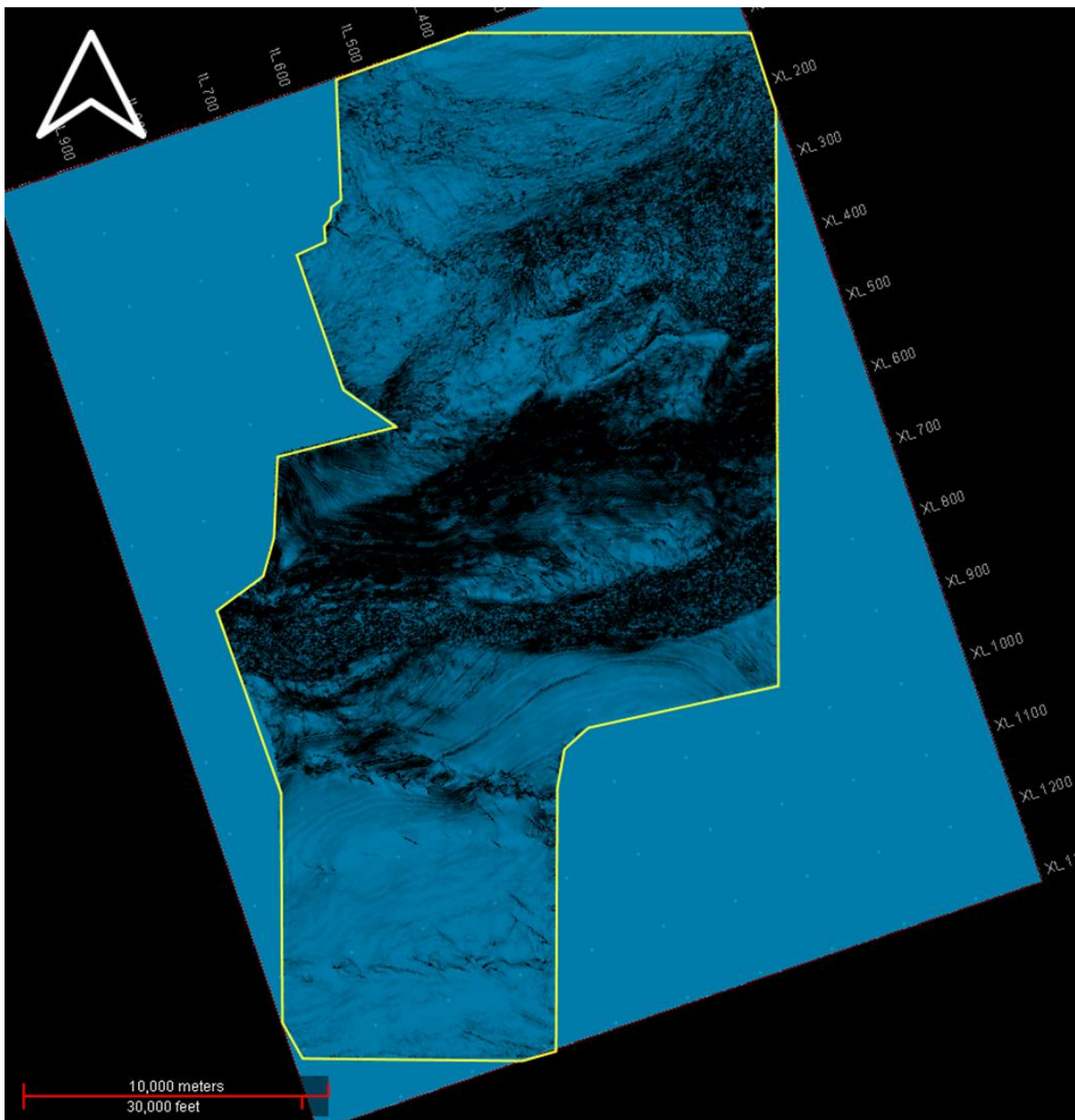


Figura 29: *Time slice* o corte en tiempo de atributo discontinuidad a 800 ms.

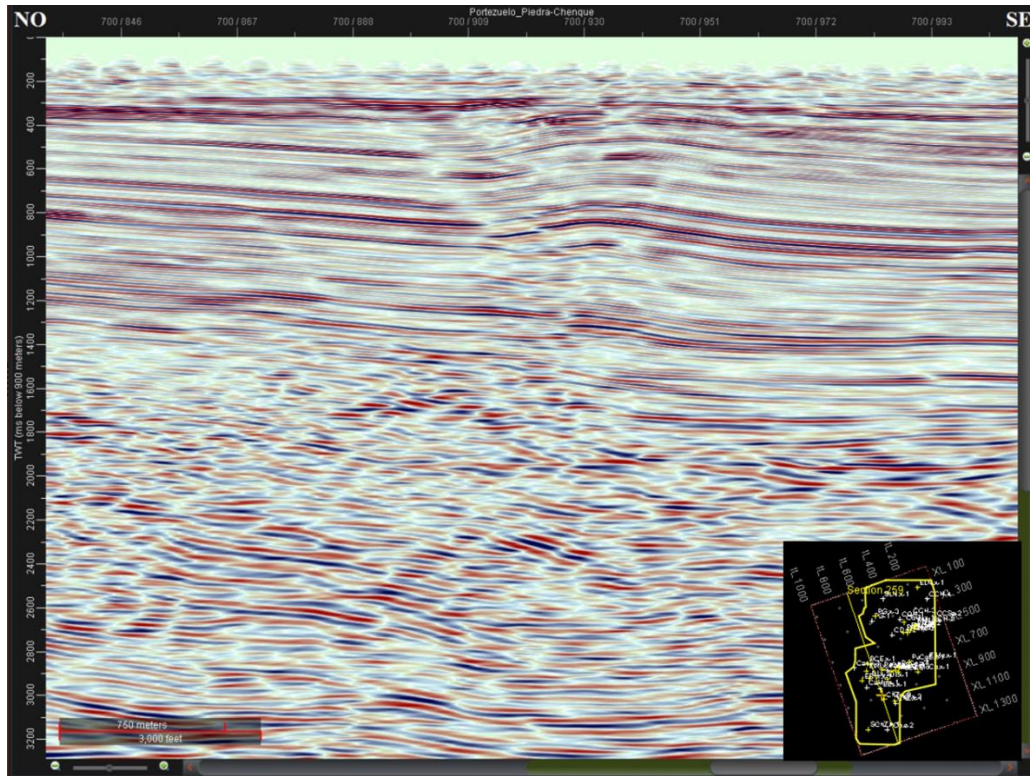


Figura 30: Sección sísmica NO-SE mostrando fallas sin interpretar en cubo de amplitud.

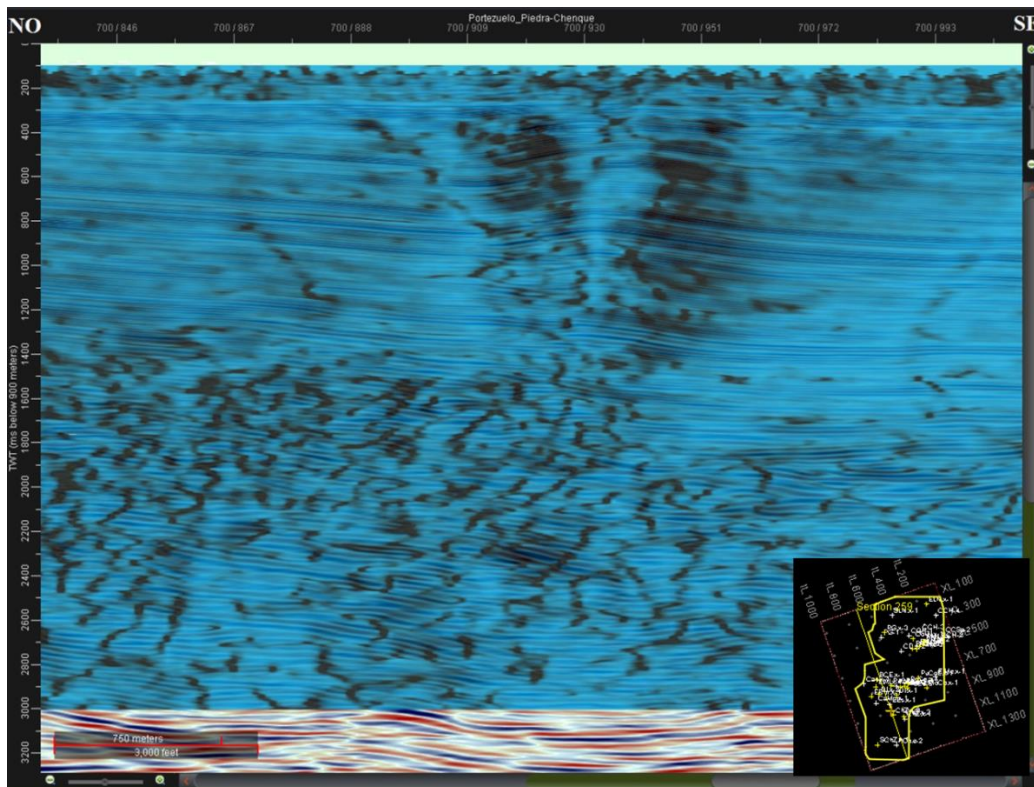


Figura 31: Sección sísmica NO-SE mostrando atributo de discontinuidad.

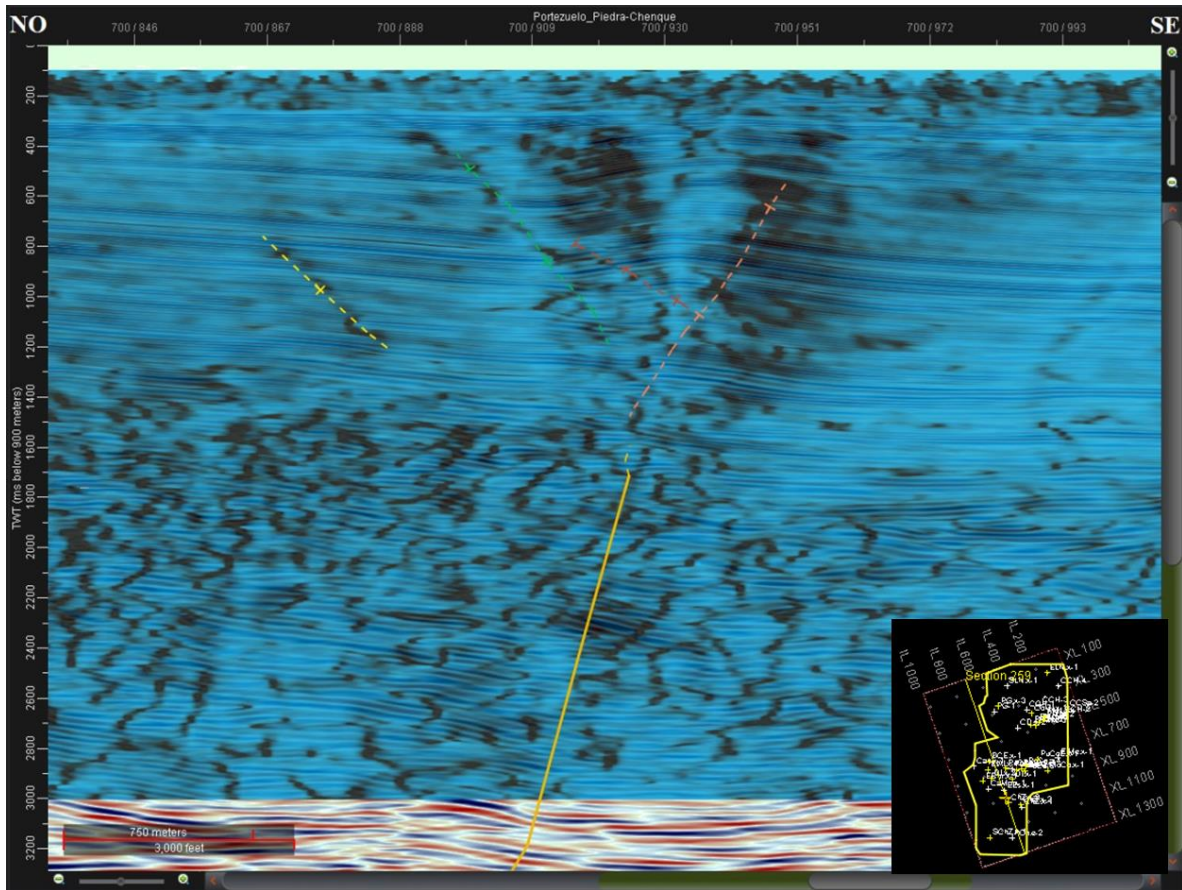


Figura 32: Sección sísmica NO-SE mostrando atributo sísmico de discontinuidad y las fallas interpretadas.

Resultados

Se realizaron 6 mapas isócronos (figs. 33, 34, 35, 36, 38 y 39) y tres mapas de espesor en tiempo o isocronopáquicos para Precuyo, Gr. Cuyo inferior y Gr. Cuyo (figs. 41, 42 y 43).

Mapas isócronos

En los mapas de Precuyo base (fig. 33) y tope (fig. 34) se visualizan las fallas más profundas, las cuales presentan características de fallas normales que forman *hemigrabens* y poseen un rumbo dominante NNO-SSE (azimut $\sim 320^{\circ}$ - 340°) y buzamiento hacia el NE. En la región sur del área, se puede observar en ambos mapas la falla Charco Zampal la cual presenta una orientación ONO-ESE (azimut $\sim 280^{\circ}$) y también se trata de una falla normal pero que en base a algunas características que se detallarán más adelante se reconoce su reactivación transcurrente. Por otra parte, se mapearon fallas inversas, las cuales están orientadas en su mayor medida OSO-ENE (azimut $\sim 250^{\circ}$ - 260°), con algunas E-O (azimut 270°). Predomina entre ellas el buzamiento hacia el NNO, con presencia de fallas antitéticas de forma aislada. En el extremo sur de los mapas se infirió una zona de falla con

orientación aproximada E-O, pero que a la profundidad de esta unidad la sísmica no posee suficiente resolución para ver su sentido de buzamiento. En ambos mapas se puede observar que la zona de mayor profundidad se encuentra inmediatamente al sur de la falla Puesto Cortadera llegando en el caso de Precuyano base a los 3500-3400 ms. Por otro lado, las zonas más elevadas se encuentran inmediatamente al norte de la misma falla, alcanzando unos 1700-1800 ms. Dichos valores evidencian el gran rechazo vertical de la falla Puesto Cortadera, que para la base del Precuyano es de ~1600-1800 ms, mientras que al tope de dicha unidad es de ~1500-1600 ms. Otro alto estructural que se puede observar también en ambos mapas, pero de forma más marcada en Precuyano base, está localizado en la zona noreste del mapa. Esta estructura está relacionada a una falla inversa la cual produce un anticlinal por propagación de falla que se describirá más adelante con las secciones interpretadas (Fig. 44).

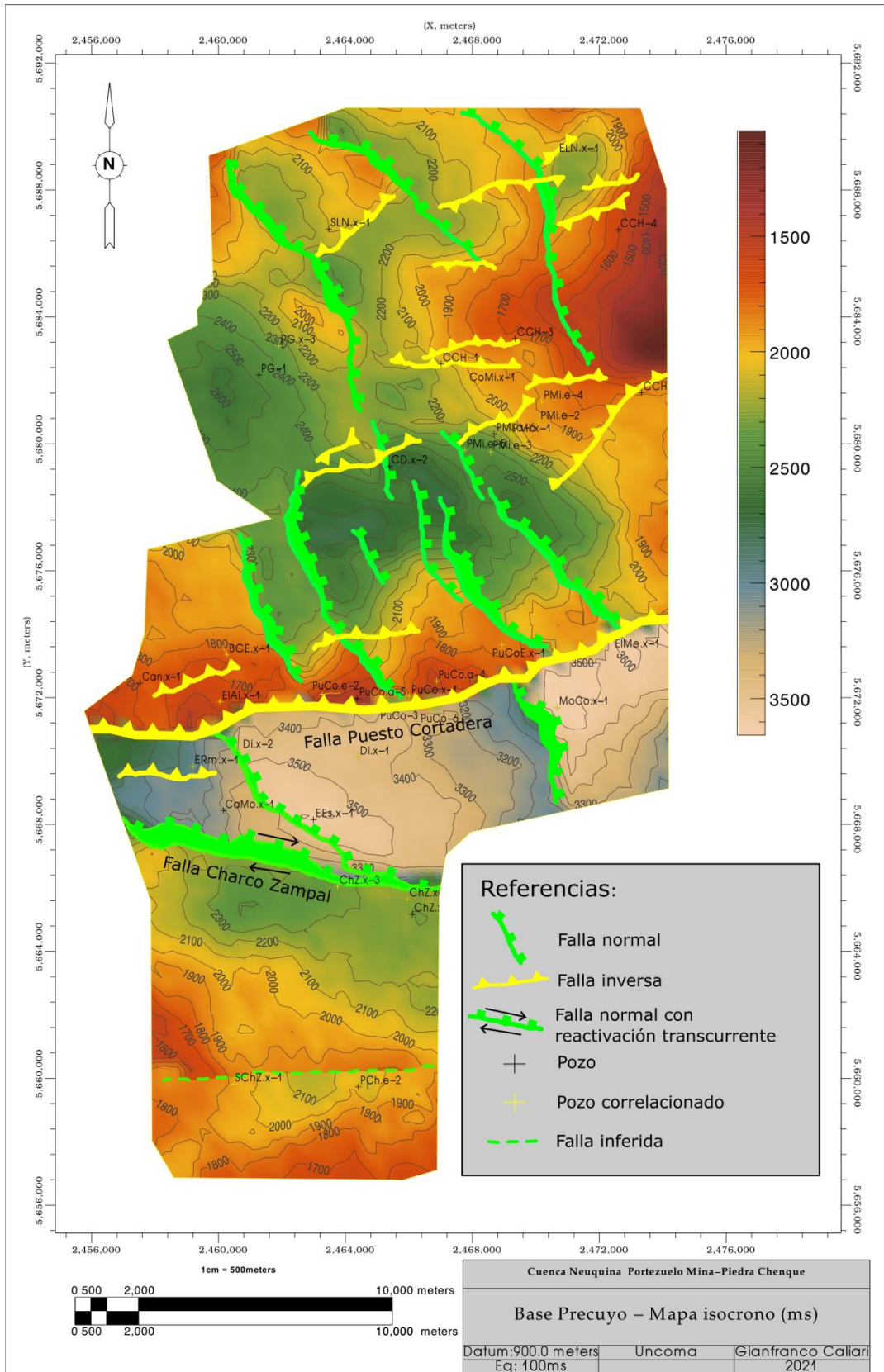


Figura 33: Mapa isócrono a la base del Precuyano.

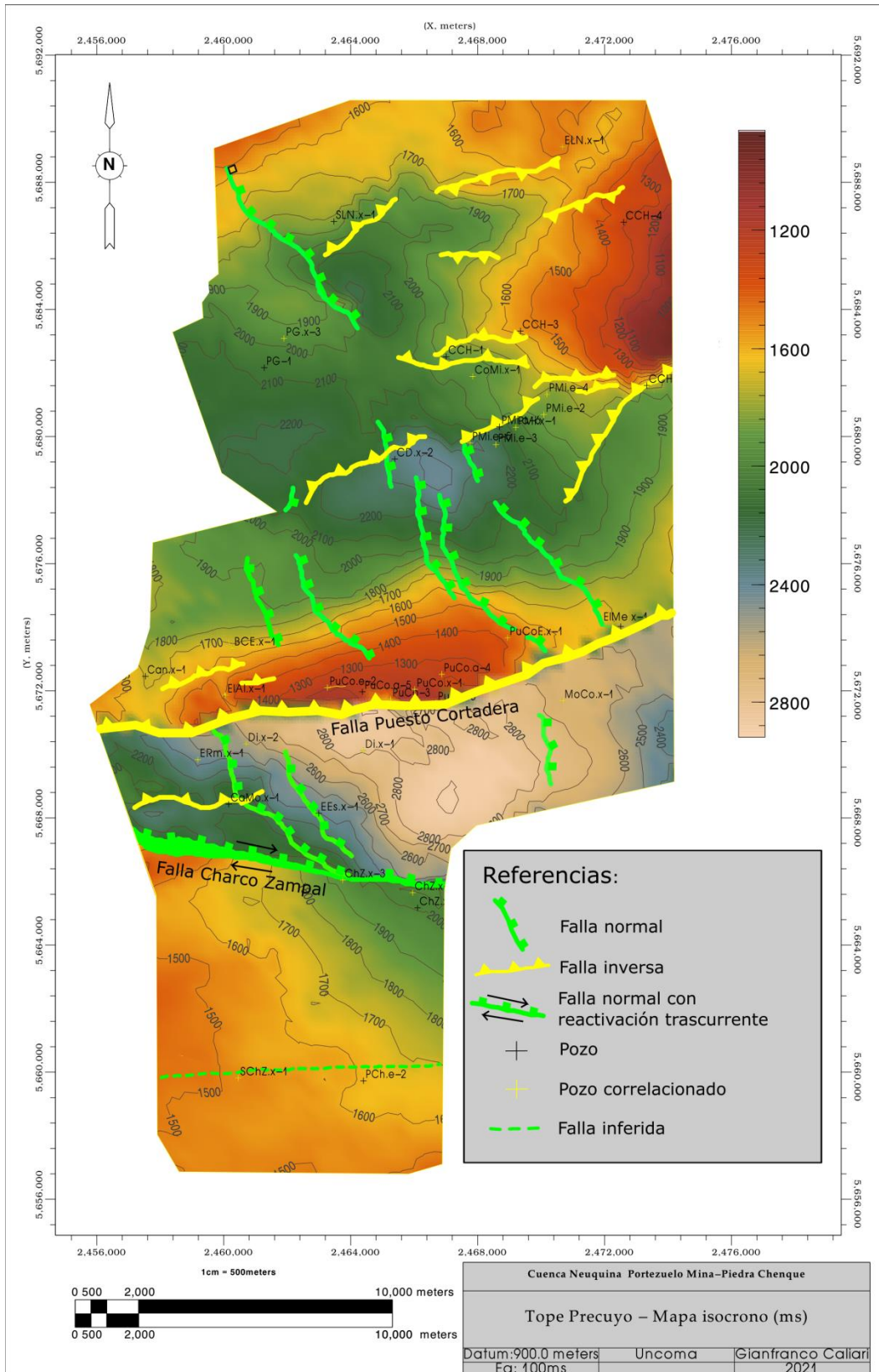


Figura 34: Mapa isócrono de Precuyo tope.

En el mapa isócrono del horizonte interno de la Fm. Los Molles 1 (fig. 35), se pueden observar fallas inversas con orientación OSO-ENE y SO-NE, siendo la de mayor rechazo la falla Puesto Cortadera (~1300-1400 ms), la cual forma un pliegue anticlinal con eje paralelo a la falla y divide la zona en dos bloques, uno norte y otro sur. El bloque norte se ve afectado por solo una falla normal NNO, mientras que en el bloque sur se puede visualizar la falla Charco Zampal descrita anteriormente para los niveles más profundos. Al sur del área el horizonte interno de Fm. Los Molles 1 no se encuentra presente, ya que no se depositó debido a la presencia de un alto basamental. Las áreas más elevadas en este mapa, al igual que en los anteriores, se encuentran inmediatamente al norte de la falla Puesto Cortadera, producto de la importante elevación de su bloque de techo. En la zona noreste del área, se observa otro alto de menor tamaño influenciado por la falla inversa ubicada en esta zona (fig. 44). Al sur de la falla Puesto Cortadera se observa la zona con mayor profundidad de este horizonte.

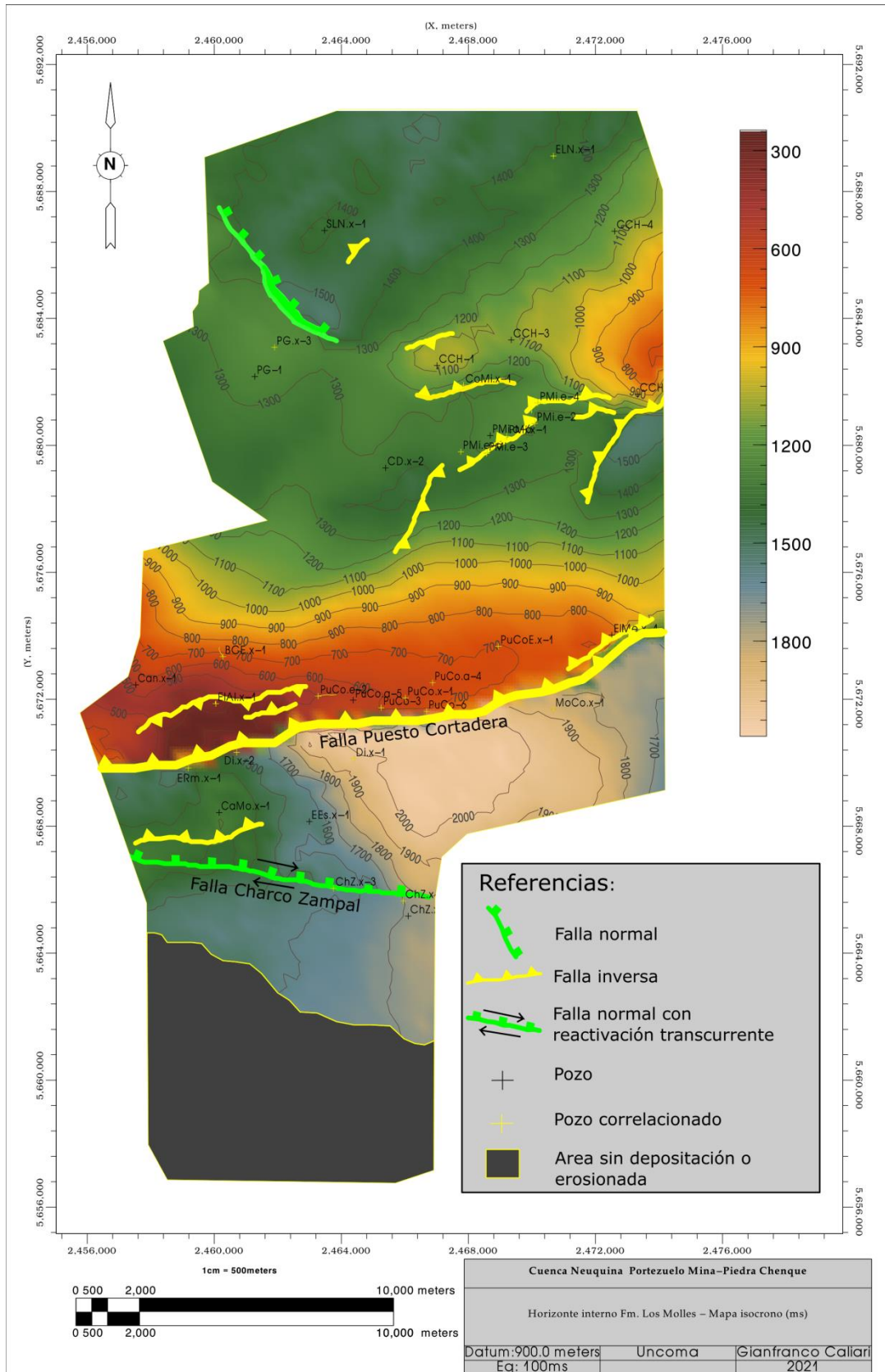


Figura 35: Mapa isócrono del horizonte interno de Fm. Los Molles 1.

El mapa isócrono del tope de la Fm. Los Molles (fig. 36) evidencia un sector donde dicho nivel se encuentra erosionado, esto se debe a su elevación y exposición en el bloque de techo de la falla Puesto Cortadera. En la zona norte se puede visualizar una falla normal orientada NO-SE, y tres fallas inversas con rumbo ENE-OSO. En el bloque sur se observan 3 fallas inversas paralelas y sub paralelas a la falla inversa principal Puesto Cortadera. Por otra parte, la falla Charco Zampal, a esta altura de la columna estratigráfica empieza a mostrar características de falla transcurrente, con desplazamientos que cambian de inversos a directos a lo largo del rumbo de la falla. Hacia el oeste la falla comienza con una estructura compresiva que hacia el este cambia a extensional, luego presenta otro segmento con carácter compresivo y culmina hacia el este con una estructura nuevamente extensional (Fig. 37). En el mapa puede observarse el cambio leve de orientación de la falla Charco Zampal a lo largo del rumbo, lo cual combinado con su reactivación transcurrente dextral permite desarrollar ambos sectores con distintas deformaciones. Al sur del mapa se observa una falla con orientación E-O, la cual en los mapas anteriores fue inferida sin poder reconocer su desplazamiento, que al tope de la Fm. Los Molles evidencia su carácter directo. Dicha característica resulta controversial ya que posee una orientación similar a las fallas inversas observadas en el área. Al observar el mapa de la figura 6 se puede identificar que esta estructura regionalmente tiene una orientación ONO-ESE, hacia el este del área de estudio, por lo que la orientación E-O mapeada aquí sería local. Al norte de la falla Puesto Cortadera se puede observar que el tope de la Fm. Los Molles presenta un alto estructural y buza hacia el norte, también presentando un pequeño alto en la zona noreste influenciado la falla inversa ubicada inmediatamente al sur de esta zona elevada (fig. 44). Por otra parte, en el bloque sur el horizonte muestra una pequeña elevación al oeste, justo por debajo de la falla Puesto Cortadera, relacionada a las fallas inversas en esta zona.

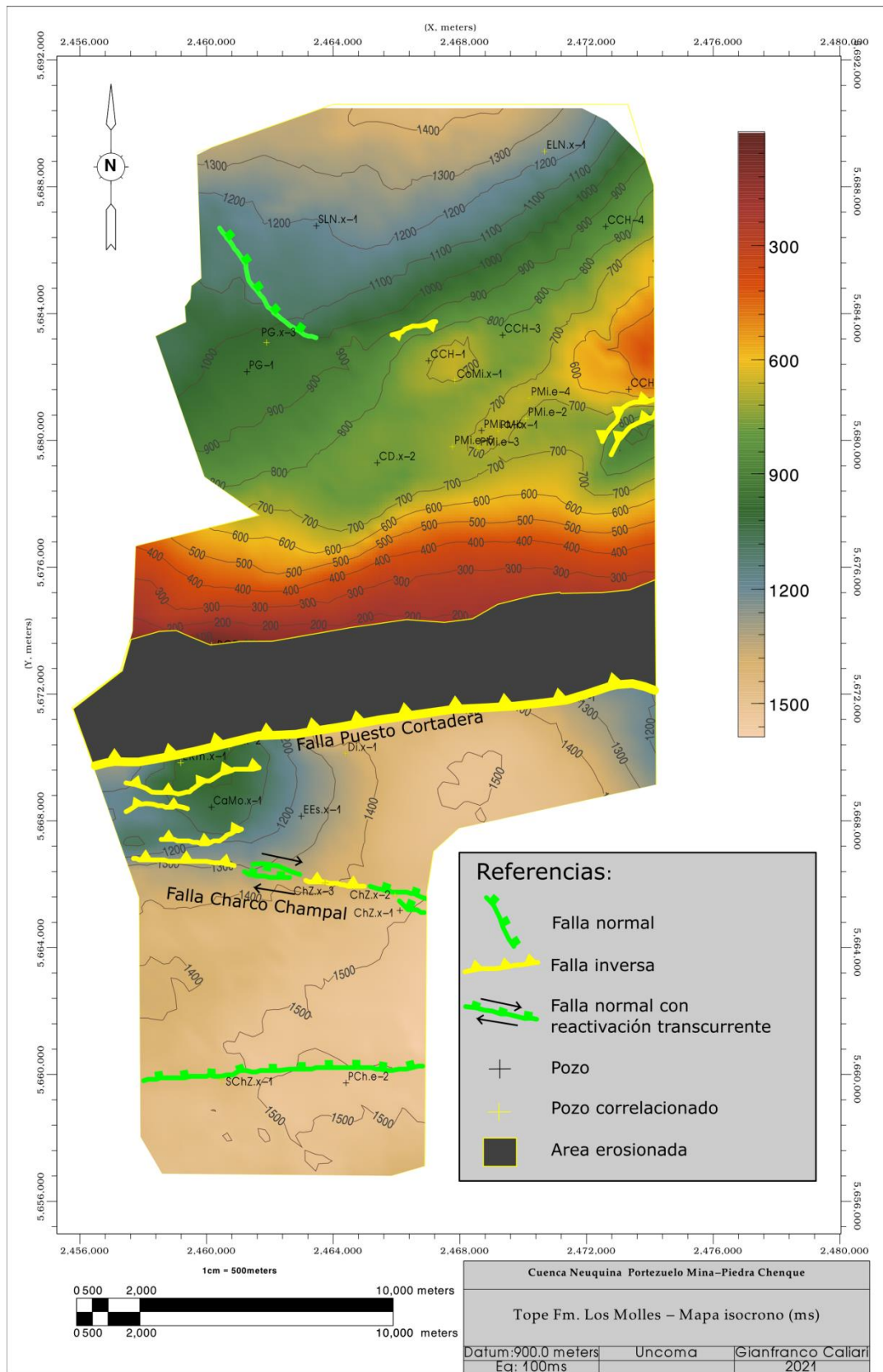


Figura 36: Mapa isocrono al tope de Fm. Los Molles.

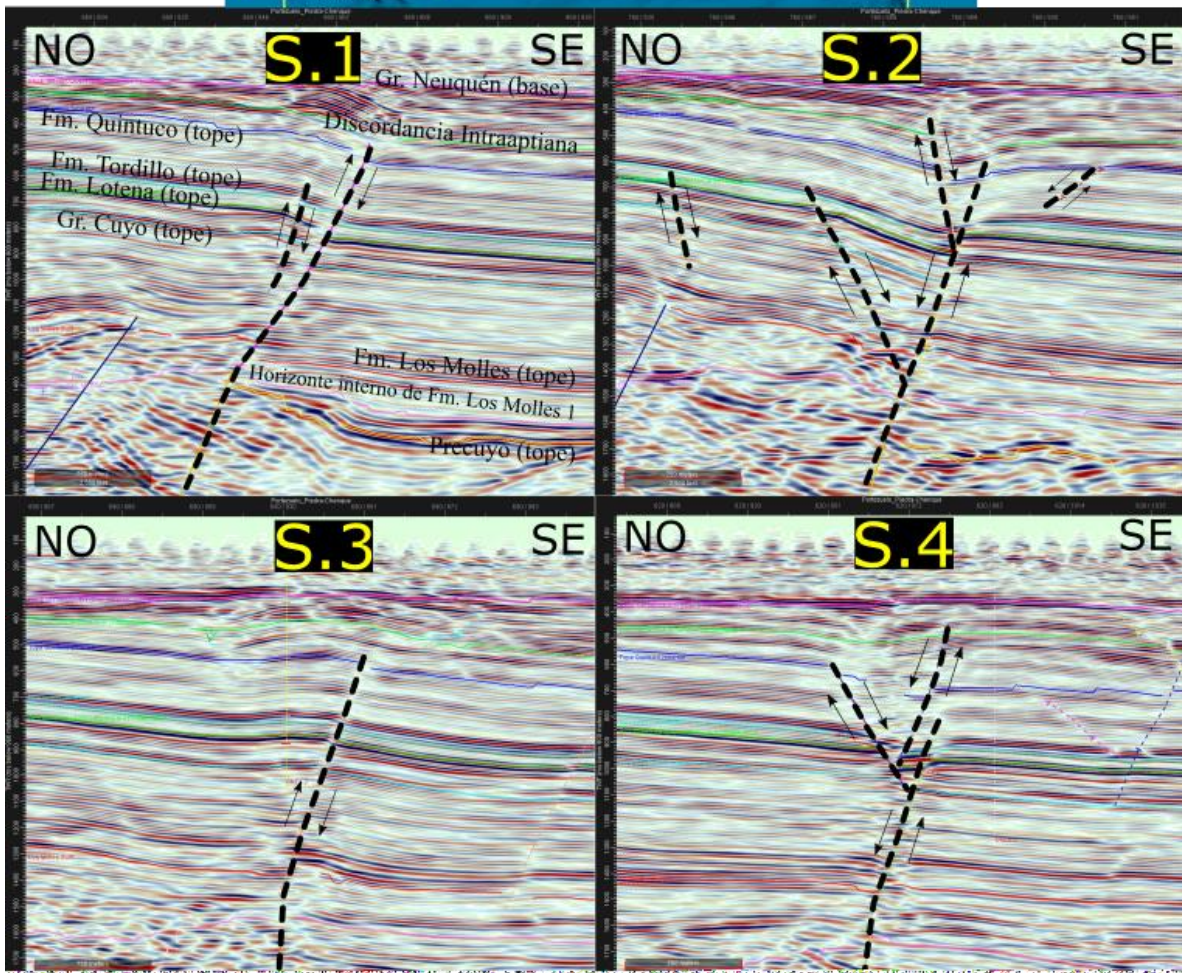
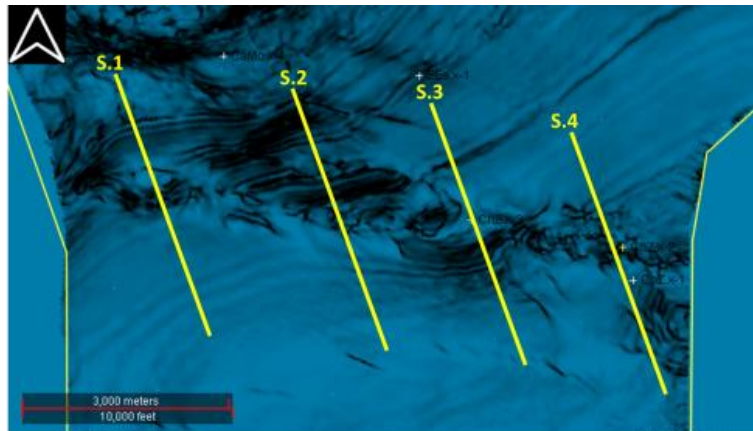


Figura 37: Cuatro secciones mostrando el carácter cambiante de compresivo a extensional a lo largo del rumbo, de las estructuras asociadas a la falla Charco Zampal.

El mapa isócrono del tope del Gr. Cuyo (Fig. 38), al igual que el del tope de la Fm. Los Molles (fig. 36), presenta un sector donde este nivel se encuentra erosionado, debido a la elevación generada por la falla Puesto Cortadera. El área erosionada es de mayor tamaño que en el mapa anterior, y continúa incrementándose en niveles estratigráficamente más jóvenes. En el bloque norte se puede observar una falla normal orientada NO-SE, y una pequeña falla inversa con rumbo OSO-ENE. Con respecto a la falla Charco Zampal se puede diferenciar en este mapa las estructuras compresivas y extensionales anteriormente descritas. Al sur se observa la falla normal E-O descrita en el mapa anterior, y adicionalmente se encuentran dos pequeñas fallas normales NO-SE posiblemente subsidiarias a la falla principal.

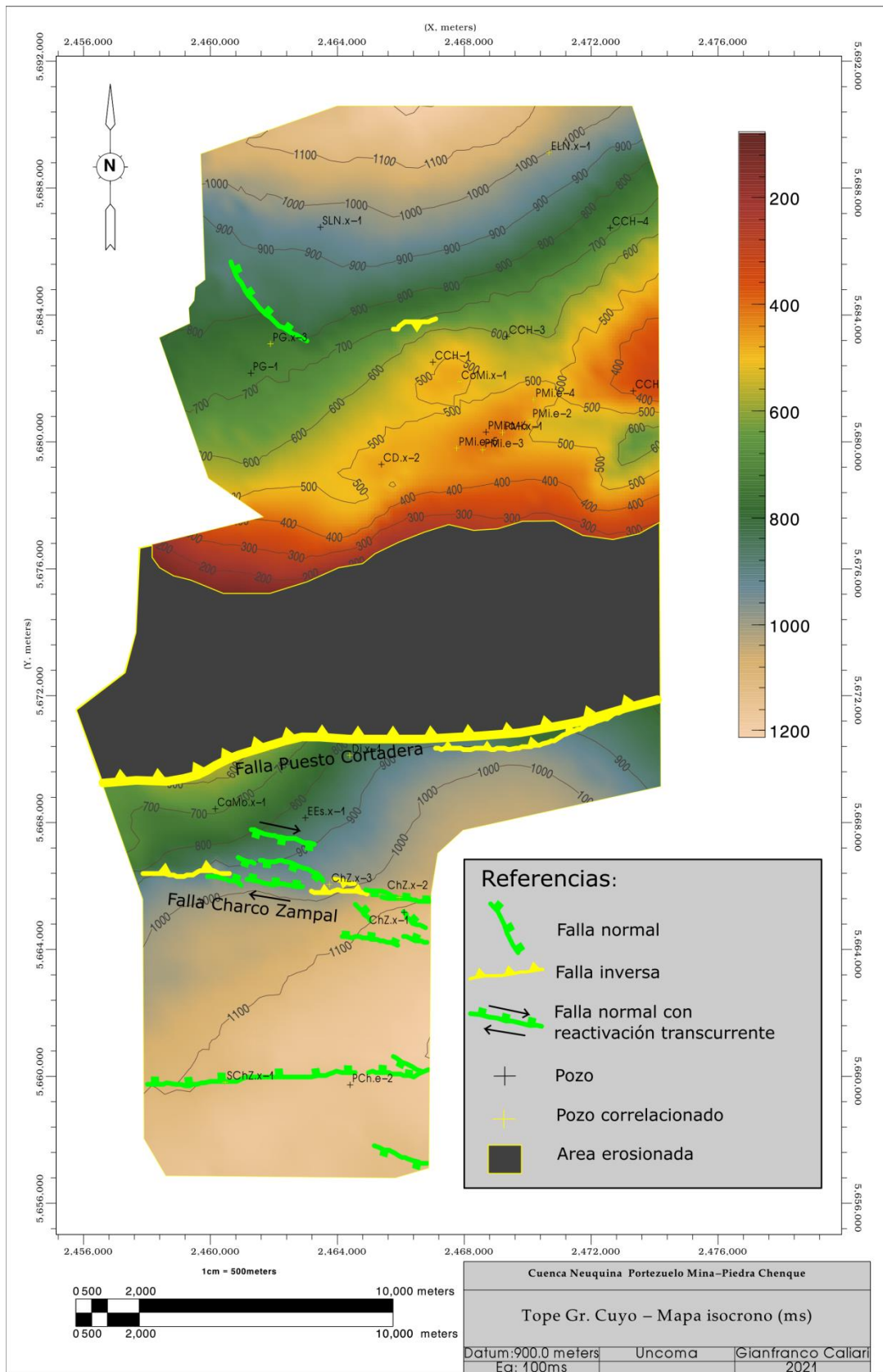


Figura 38: Mapa isócrono al tope del Gr. Cuyo.

El mapa isócrono de la Fm. Quintuco (fig. 39) no presenta fallas que afecten a esta unidad en el bloque norte, donde sólo se observa su inclinación regional hacia el norte producto de su basculamiento en el bloque techo de la falla Puesto Cortadera. El área en gris representa la zona donde este reflector se encuentra erosionado, debido a la estructuración asociada a la falla Puesto Cortadera. En el bloque sur se observan las estructuras compresivas y extensionales a lo largo de la falla Charco Zampal. En este mapa en particular se distinguen con claridad los cambios o resaltos en el rumbo de la falla y los sectores extensionales desarrollan una deformación importante configurando estructuras de flor negativa. Por otra parte, en la zona sur del mapa se pueden observar numerosas fallas normales con orientación NO-SE, dispuestas en un arreglo escalonado (en *echelon*) (Fig. 40) sobre la zona de la falla E-O cartografiada en niveles infrayacentes. Estas estructuras se interpretan asociadas a una reactivación transcurrente dextral de la falla E-O, con un esfuerzo máximo NO-SE.

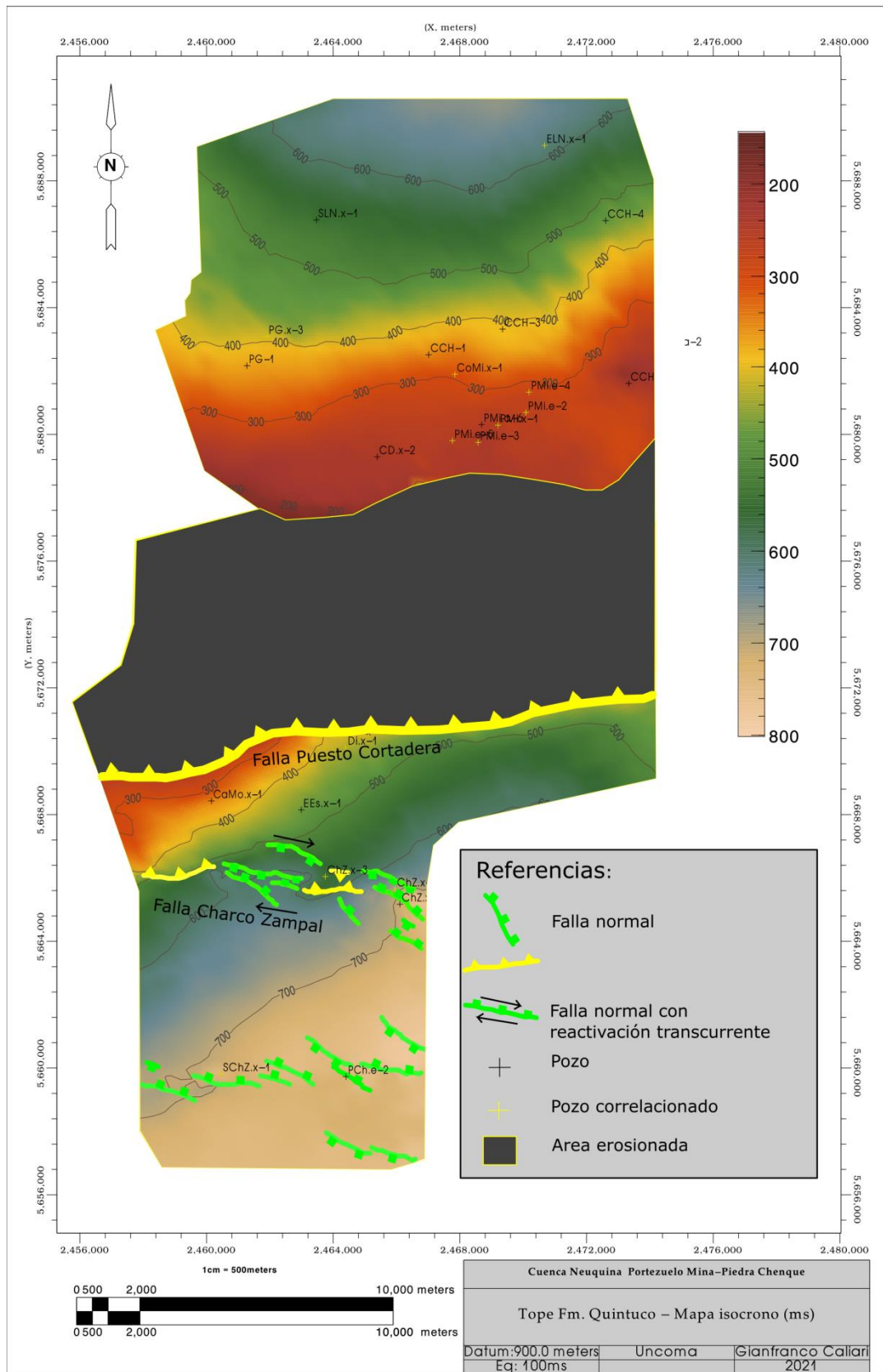


Figura 39: Mapa isócrono al tope de la Fm. Quintuco.

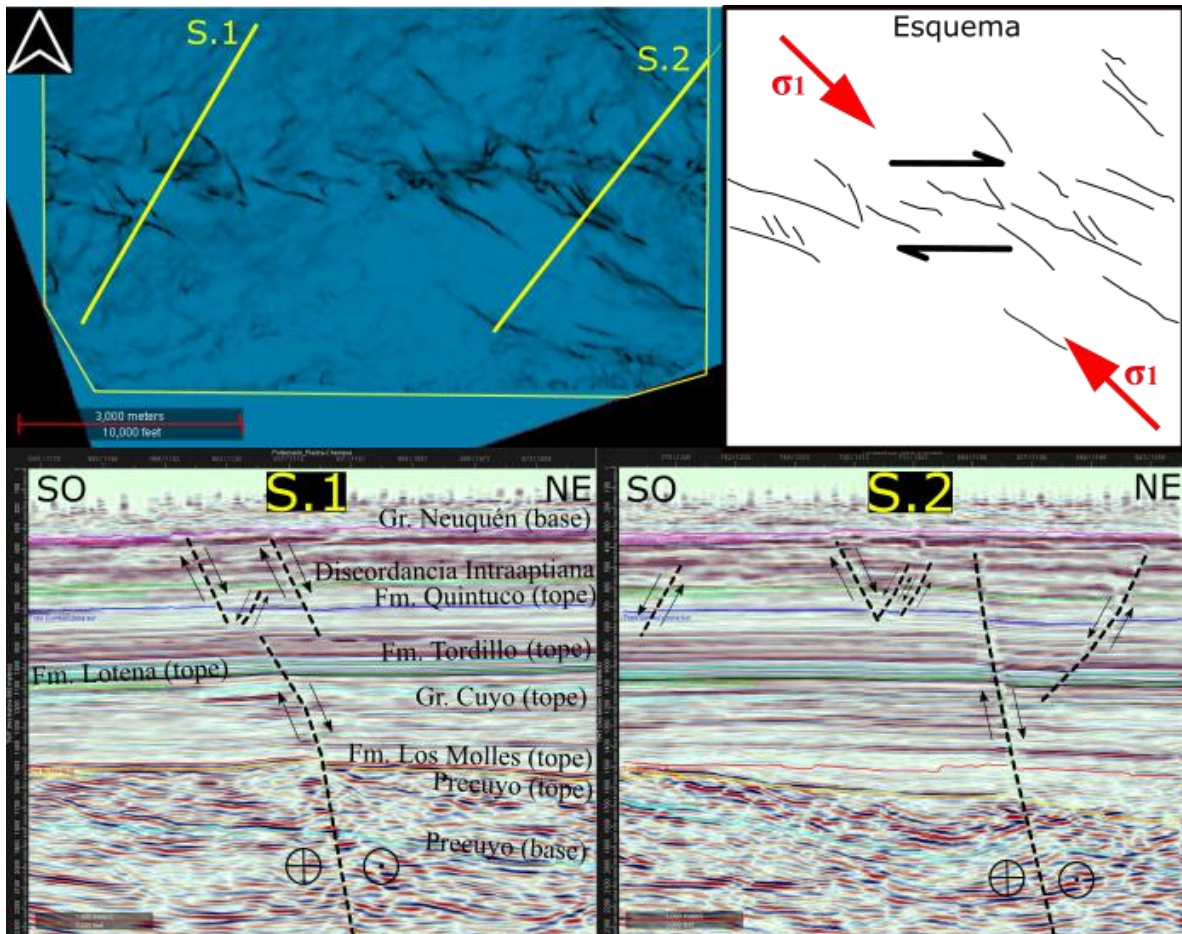


Figura 40: Dos secciones SO-NE mostrando las fallas normales con orientación NO-SE, dispuestas en un arreglo escalonado (*en echelon*).

Mapas isocronopáquicos

Se realizaron 3 mapas isocronopáquicos (de espesor en tiempo), uno del Precuyo (entre su base y su tope); otro de la Fm. Molles inferior (entre el tope de Precuyo y el horizonte interno de la Fm. Los Molles 1; y finalmente del Gr. Cuyo completo (entre su base y su techo).

El mapa isocronopáquico del Precuyo (Fig. 41) es el que mayor incertidumbre presenta, ya que los horizontes a las profundidades que se encuentran estos estratos presentan mucha distorsión y la interpretación se torna menos precisa. De todas formas, se puede observar cómo la mayoría de los depocentros están orientados NNO-SSE paralelos a las fallas normales profundas. Por otra parte, el mayor espesor de estos depósitos se encuentra alineado a la falla Charco Zampal, con un espesor aproximado de 1200 ms.

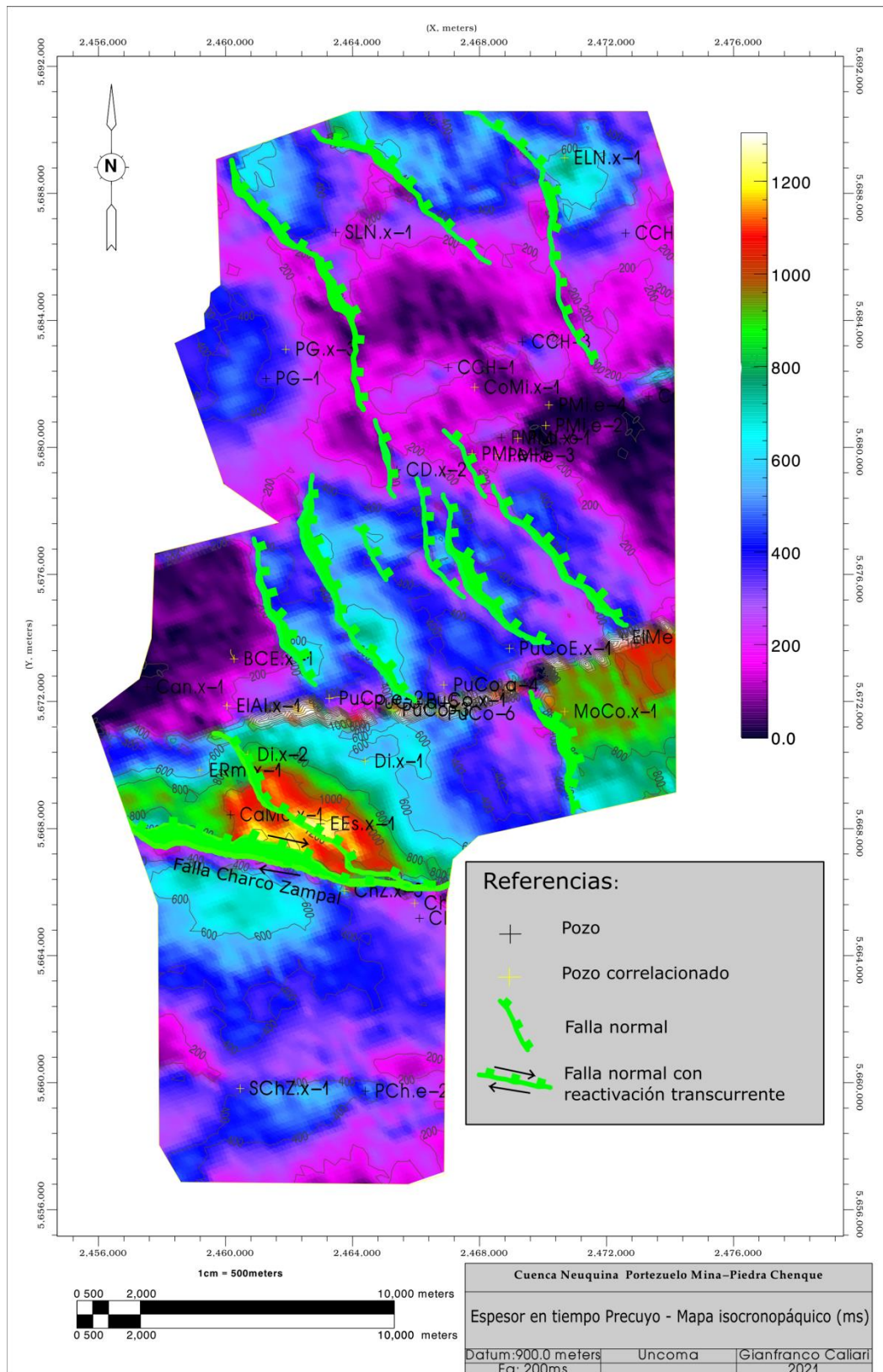


Figura 41: Mapa isocronopáquico de Precuyo (esesor en tiempo).

En el mapa isocronopáquico de la Fm. Los Molles inferior (Fig. 42) se puede observar aun la influencia de las fallas normales controlando el espesor de esta unidad sedimentaria. Se identifican dos claros depocentros, de aproximadamente 1000-1200 ms, orientados NNO-SSE paralelos a dichas fallas.

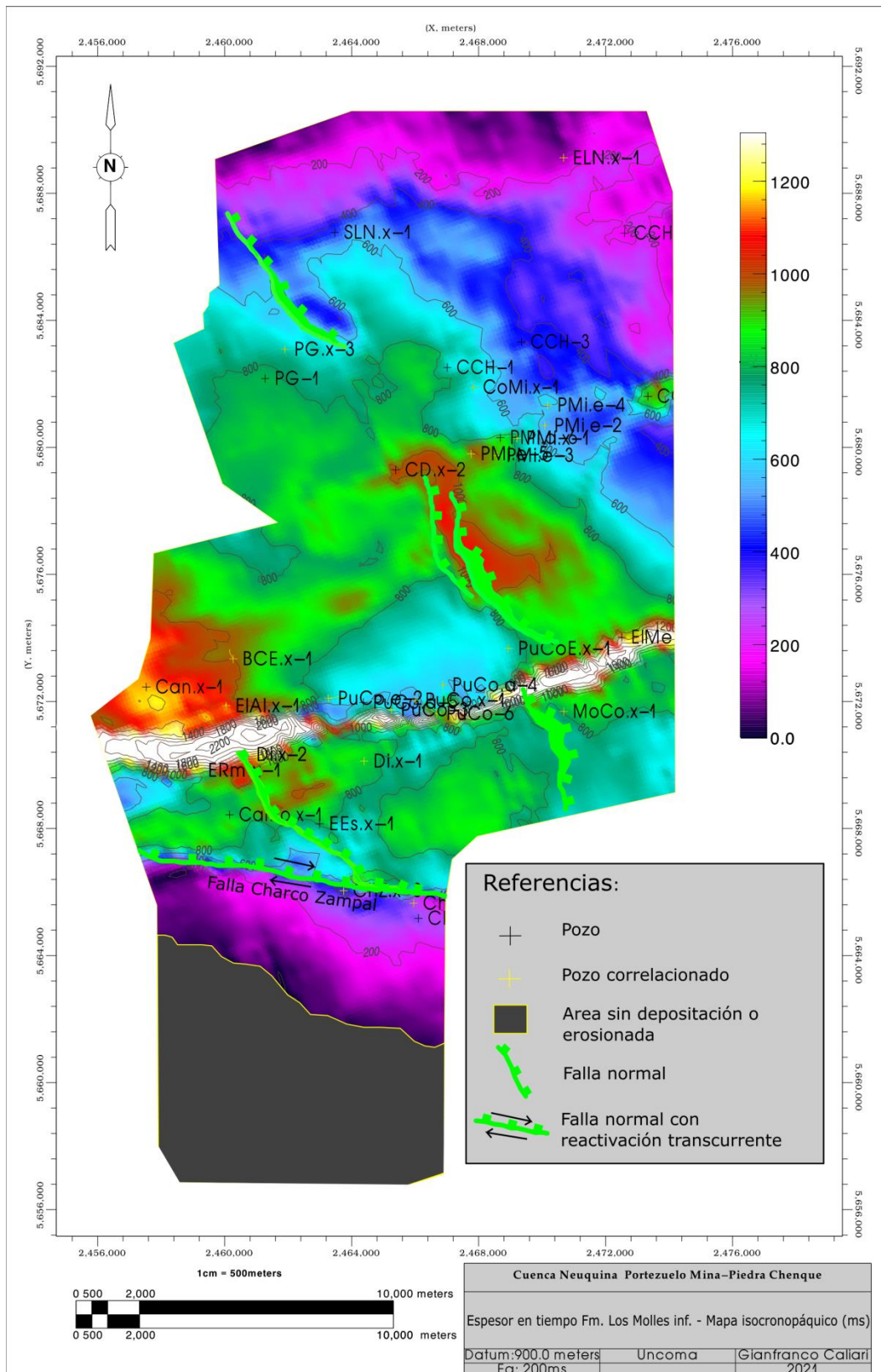


Figura 42: Mapa isoconopáquico de Fm. Los Molles inf., entre tope de Precuyo y Horizonte interno Fm. Los Molles (espesor en tiempo).

El mapa de espesor en tiempo de todo el Gr. Cuyo (fig. 43) revela que el mayor espesor se encuentra en cercanías a la falla inversa Puesto Cortadera, pero no es paralela a dicha falla, por lo que se puede inferir que este depocentro fue generado previamente por los sistemas de fallas normales. El área en gris muestra la zona donde el tope del Gr. Cuyo se encuentra erosionado y por lo tanto no se puede medir el espesor.

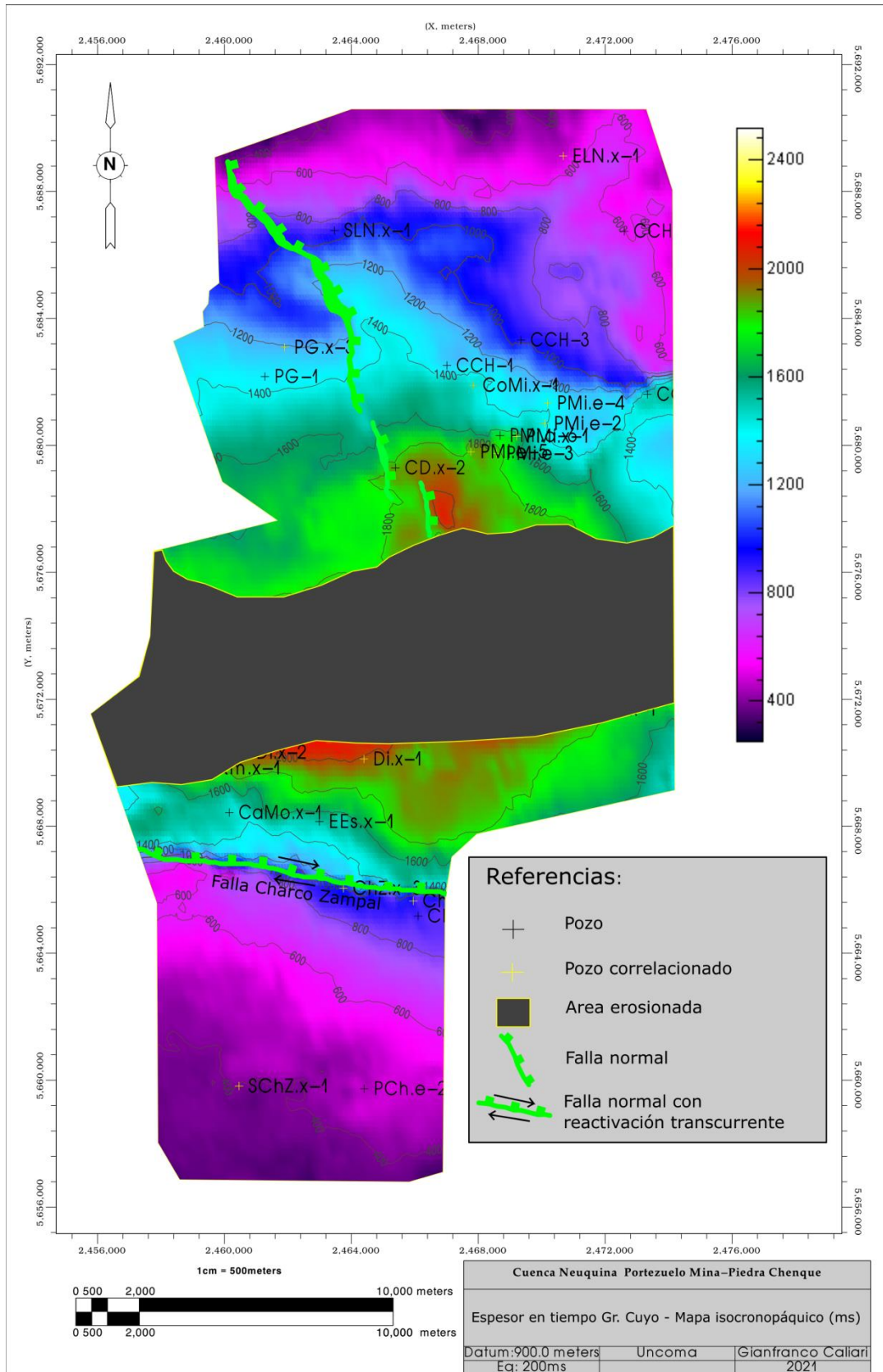


Figura 43: Mapa isoconopáquico de Gr. Cuyo (espesor en tiempo).

Secciones estructurales

Para caracterizar e interpretar el estilo estructural se realizaron secciones en el cubo sísmico, con orientaciones NNO-SSE y OSO-ENE, de modo tal que se corten de forma ortogonal a las principales estructuras mapeadas. Se realizó una sección en la zona noreste del área de estudio, donde los mapas isócronos evidencian un alto estructural vinculado a una falla inversa NE-SO y buzante al NO (Figs. 33 a 36), que muestra un amplio anticlinal con vergencia al SE (Fig. 44). La interpretación de los distintos horizontes permite estimar un rechazo vertical de aproximadamente 80 ms en la parte inferior de la falla, el cual disminuye gradualmente hacia la parte superior, compatible con un mecanismo de plegamiento por propagación de falla. Por otra parte, en la zona NO de la sección se pueden observar tres fallas inversas de menor desplazamiento y que afectan al Precuyo con un desplazamiento promedio de 150 ms, mientras que los estratos suprayacentes de la Fm. Los Molles inferior solo se ve afectada por pequeños plegamientos. Como el espesor del Precuyo no está engrosado en el bloque de techo de estas fallas inversas, su desplazamiento no estaría vinculado a procesos de inversión tectónica. Por otro lado, el aumento regional del espesor del Precuyo hacia el sector NO de la línea estaría relacionado a una falla normal NNO-SSE ubicada en la región (véase mapa Precuyano base, fig. 33).

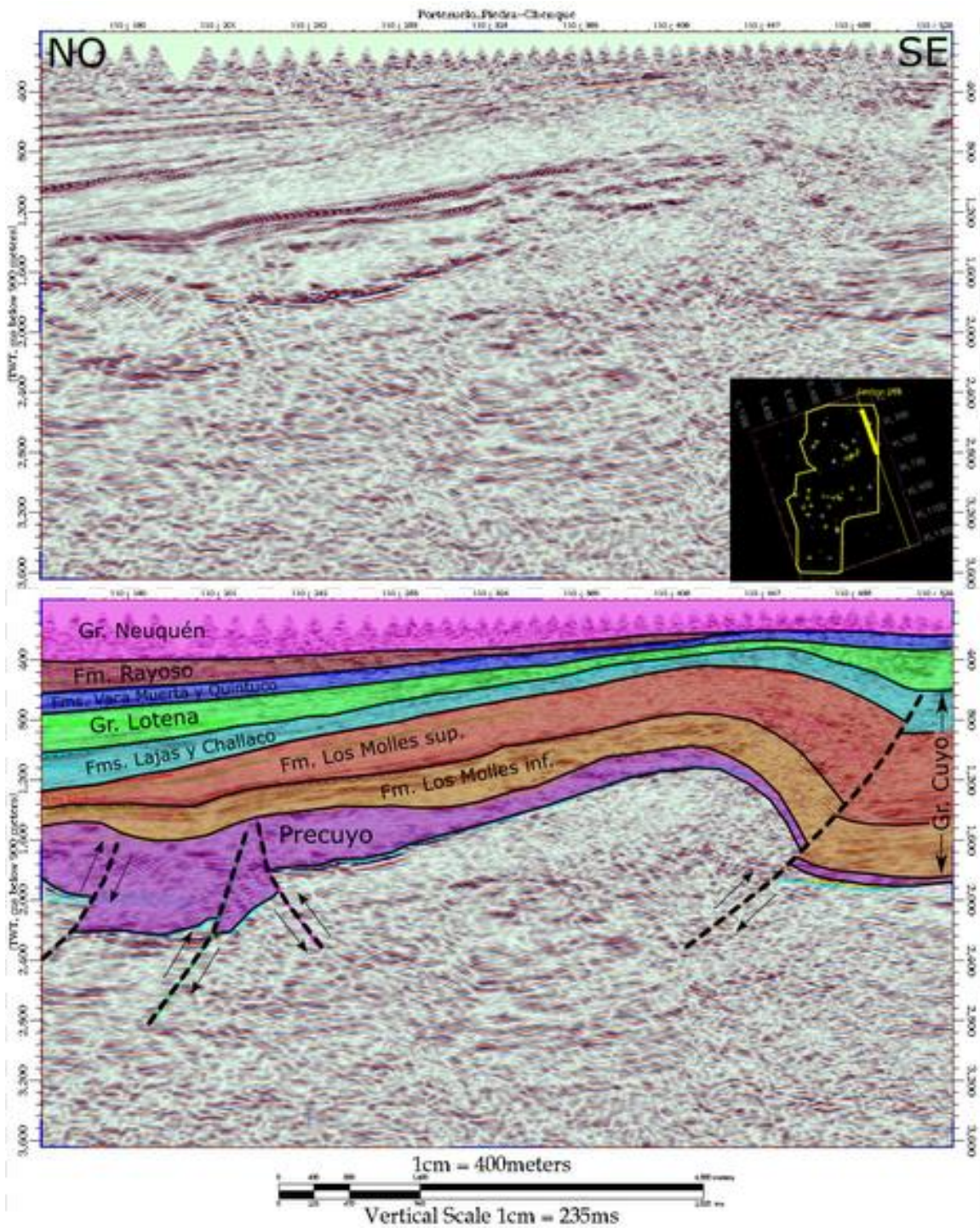


Figura 44: Sección sísmica NO-SE en la zona noreste del área de estudio.

También se escogieron 3 secciones NNO-SSE, ubicadas en la zona oeste, zona central y zona este del área de estudio, que muestran esencialmente la deformación vinculada a la falla Puesto Cortadera (figs. 45, 46 y 47). En todas ellas se observa una zona de falla buzante al NNE, con una inclinación aproximada de 30° - 40° , que generó una importante elevación de su bloque de techo y el plegamiento de las secuencias sedimentarias

suprayacentes. Esta falla inversa presenta un desplazamiento vertical máximo de ~1800ms que disminuye gradualmente hacia los niveles estratigráficos superiores (~1300 ms en el reflector dentro de la Fm. Los Molles). En el bloque de techo de la falla se forma un amplio anticlinal, con geometría suave y redondeada, fuertemente asimétrico y con vergencia al sur. Delante de la falla la sísmica presenta un sector con muy baja resolución, propio de las zonas de mayor deformación en el limbo frontal de los pliegues. En algunas secciones se reconoce que la zona de baja resolución presenta una forma aproximadamente triangular (figs. 45 y 46). Todas estas características permiten interpretar a la estructura formada por la falla Puesto Cortadera como un pliegue por propagación de falla del estilo *trishear* o de cizalla triangular (Erslev 1991, Allmendinger 1998, Mitra y Miller 2013, entre otros). Se interpretaron múltiples fallas inversas dentro del triángulo de deformación, todas ellas con buzamiento hacia el norte. En la sección occidental (fig. 47) se desarrolla adicionalmente un anticlinal de menor escala en el bloque de techo de la falla Puesto Cortadera, asociado a un corrimiento menor. El rumbo ONO-ESE de esta estructura, similar al de la falla principal (figs. 33 y 34), sugiere que están vinculadas al mismo proceso de deformación compresiva.

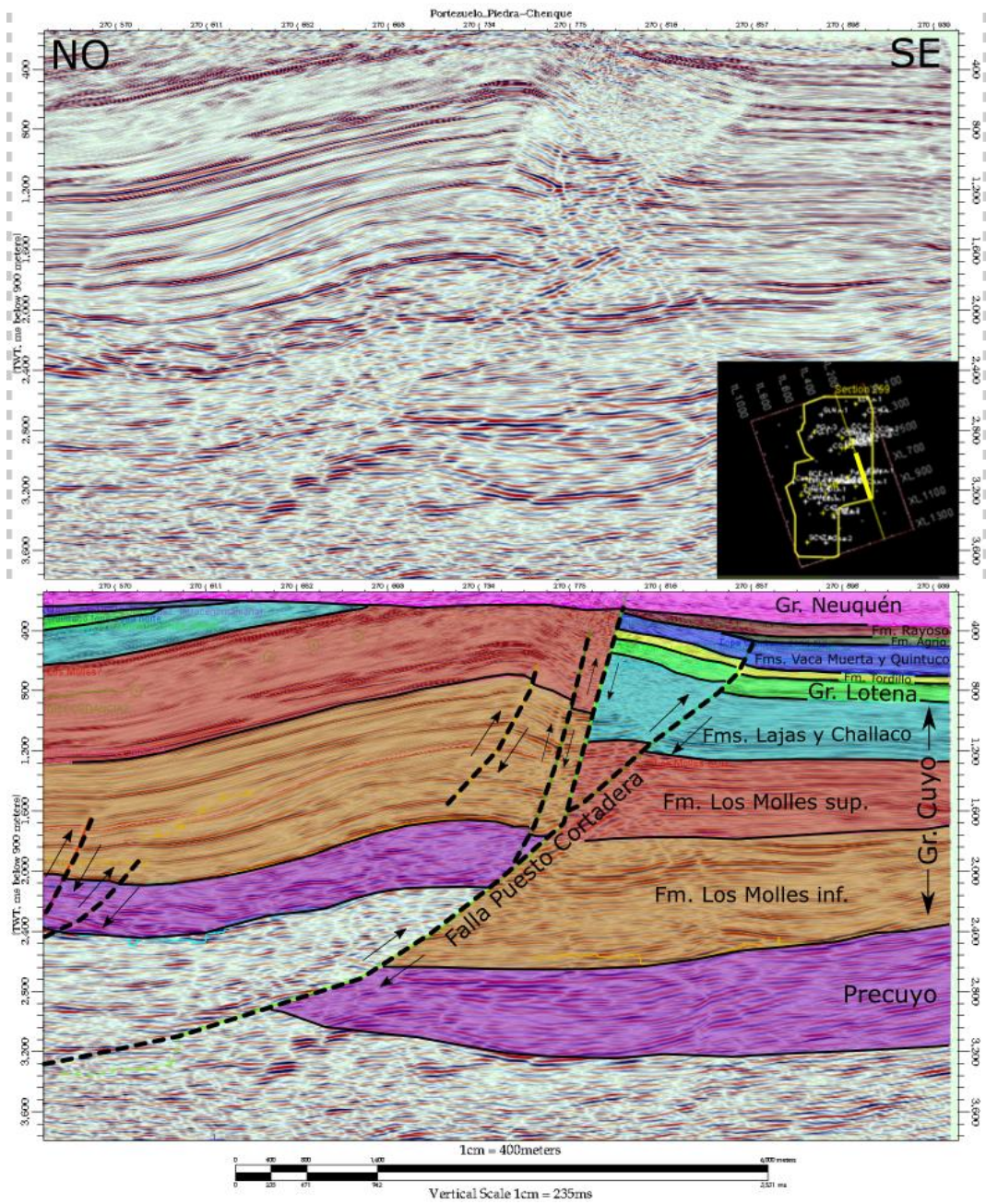


Figura 45: Sección sísmica NO-SE en la zona este del área de estudio.

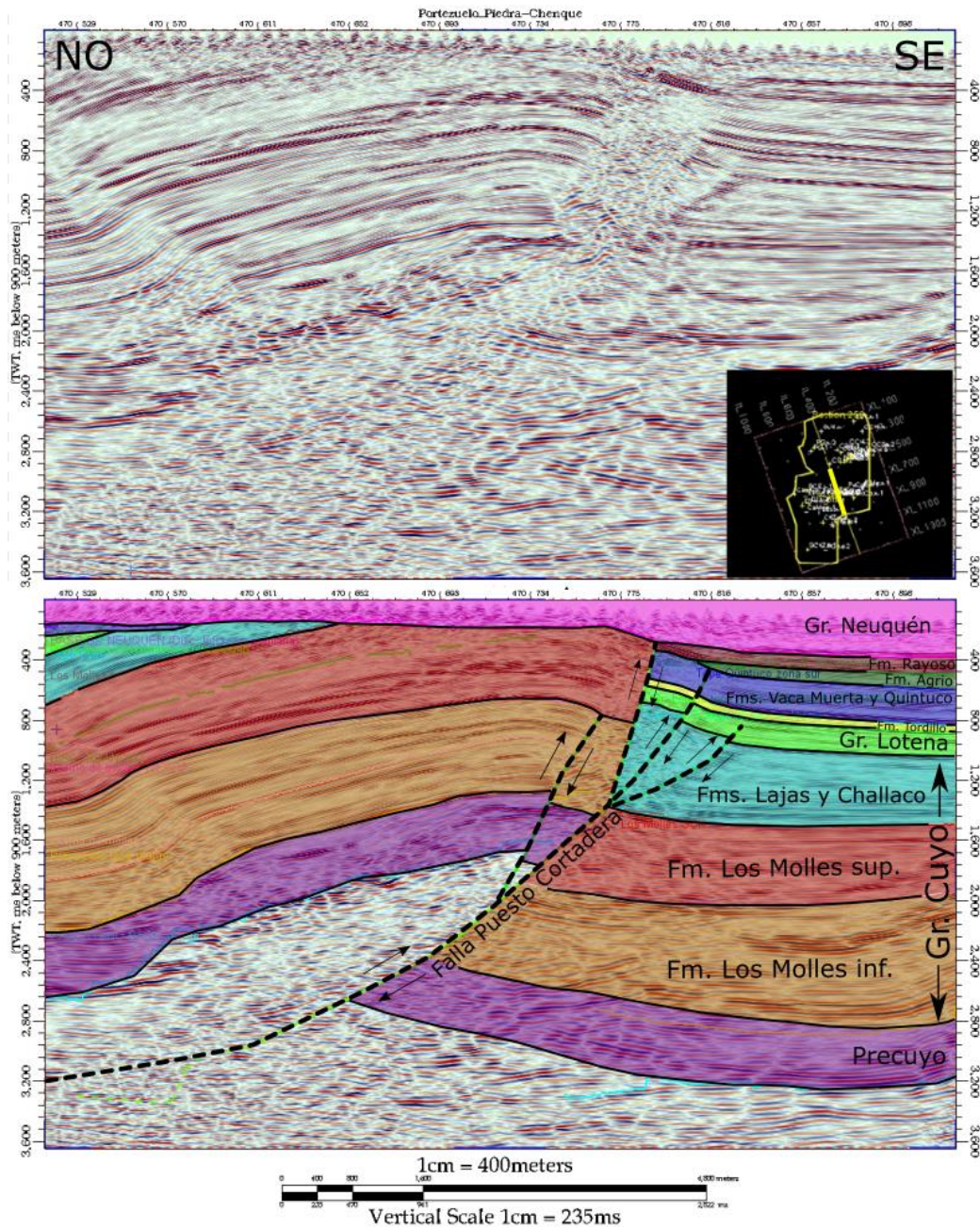


Figura 46: Sección sísmica NO-SE en la zona central del área de estudio.

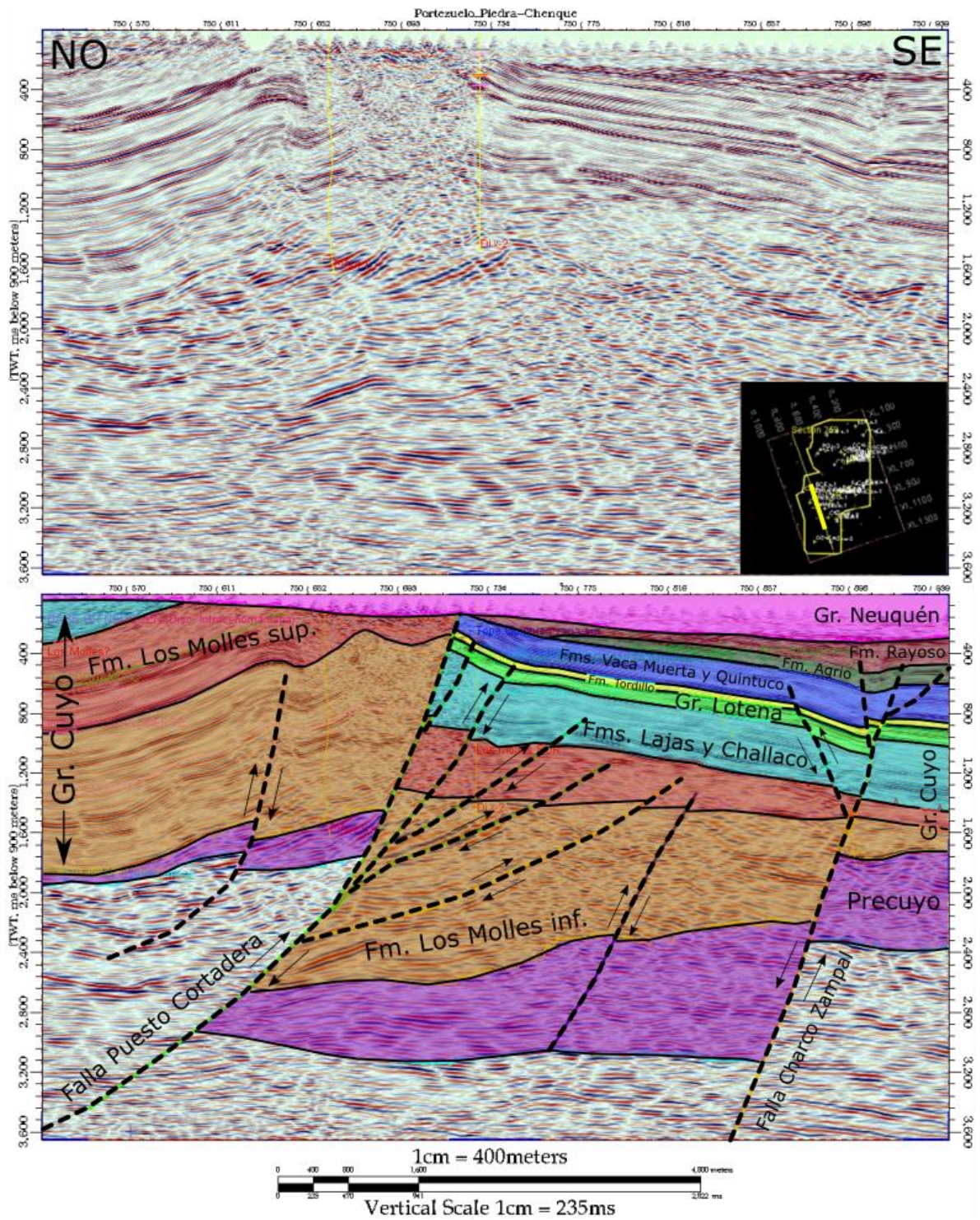


Figura 47: Sección sísmica NO-SE en la zona oeste del área de estudio.

Se eligieron dos secciones que atraviesan el área de estudio en sentido OSO-ENE una en el bloque norte de la falla Puesto Cortadera y otra en el bloque sur. En la sección del norte (fig. 48) se observan las fallas normales mapeadas, con rumbo general NO-SE y buzamiento al NE. Estas fallas formaron *hemigrabenes* que fueron activos durante el

Triásico Superior-Jurásico Inferior, controlando la depositación de las secuencias del Precuyano y parte del Gr. Cuyo.

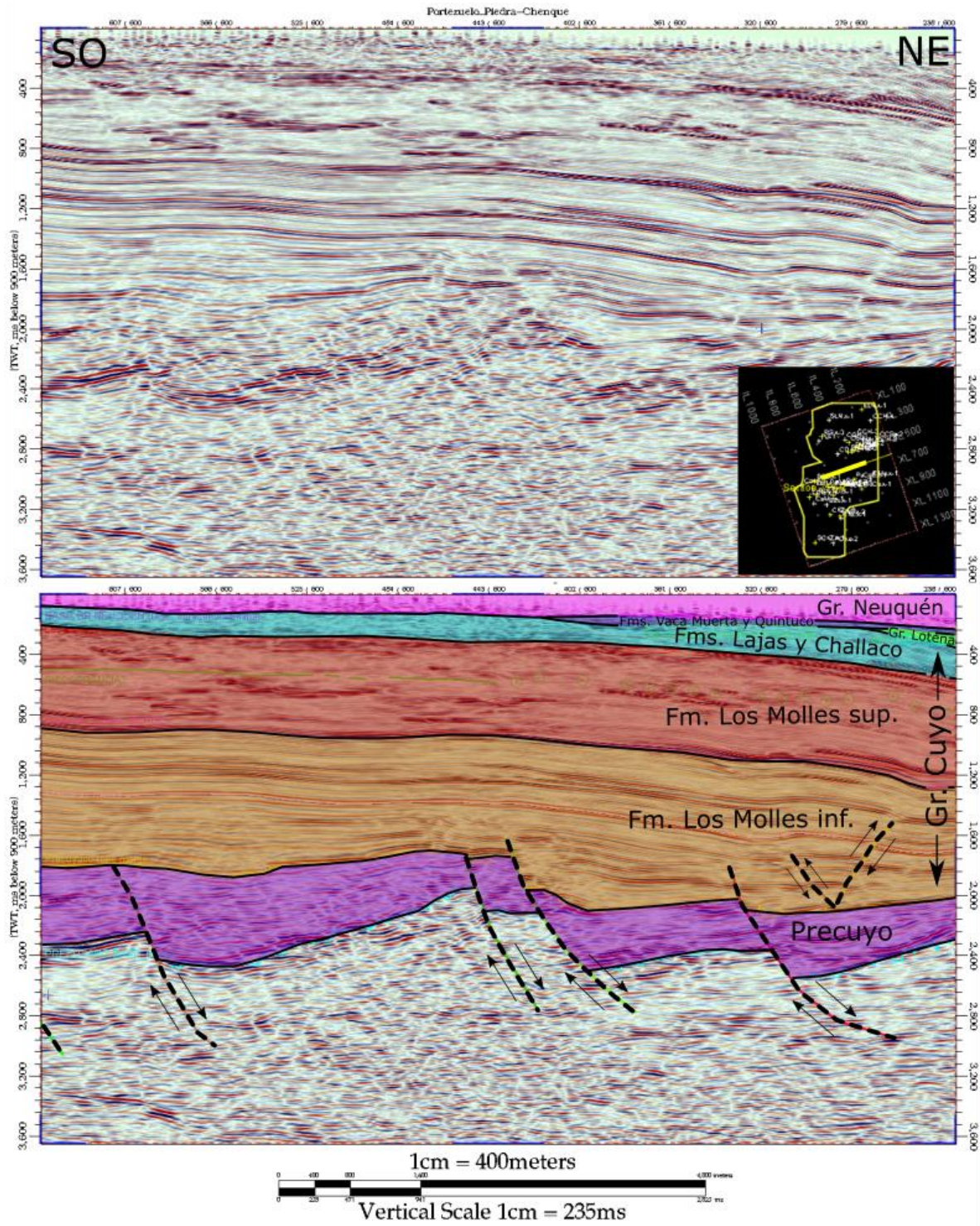


Figura 48: Sección sísmica SO-NE en el bloque norte del área de estudio.

En el corte OSO-ENE que pasa por la zona sur del área se puede observar una gran cubeta sedimentaria, la misma se hace visible en los sedimentos profundos del Precuyo y las primeras formaciones de Gr. Cuyo. Dicha cubeta está relacionada a dos fallas normales orientadas NO-SE y buzamiento al NE, que forman un gran hemigraben (fig. 49). La falla principal y de mayor rechazo está ubicada al SO y corresponde a la falla Charco Zampal, seguida de otra con menor rechazo. Por otra parte, los sedimentos más jóvenes del Gr. Cuyo, Gr. Lotena, Fm. Tordillo, Fm. Quintuco, Fm. Agrio y parte de la Fm. Rayaso se ven afectados por fallas normales conjugadas, con desplazamientos pequeños, que comienzan con 150 ms en la parte inferior y son cada menores hacia la superficie, y se ubican sobre la zona donde se interpretó la falla normal principal a la cual parecen unirse. Estas características, sumadas a su orientación en planta reconocida en los mapas (figs. 36 y 38) permiten interpretarlas como una estructura en flor negativa relacionada con la reactivación transcurrente dextral de la falla Charco Zampal.

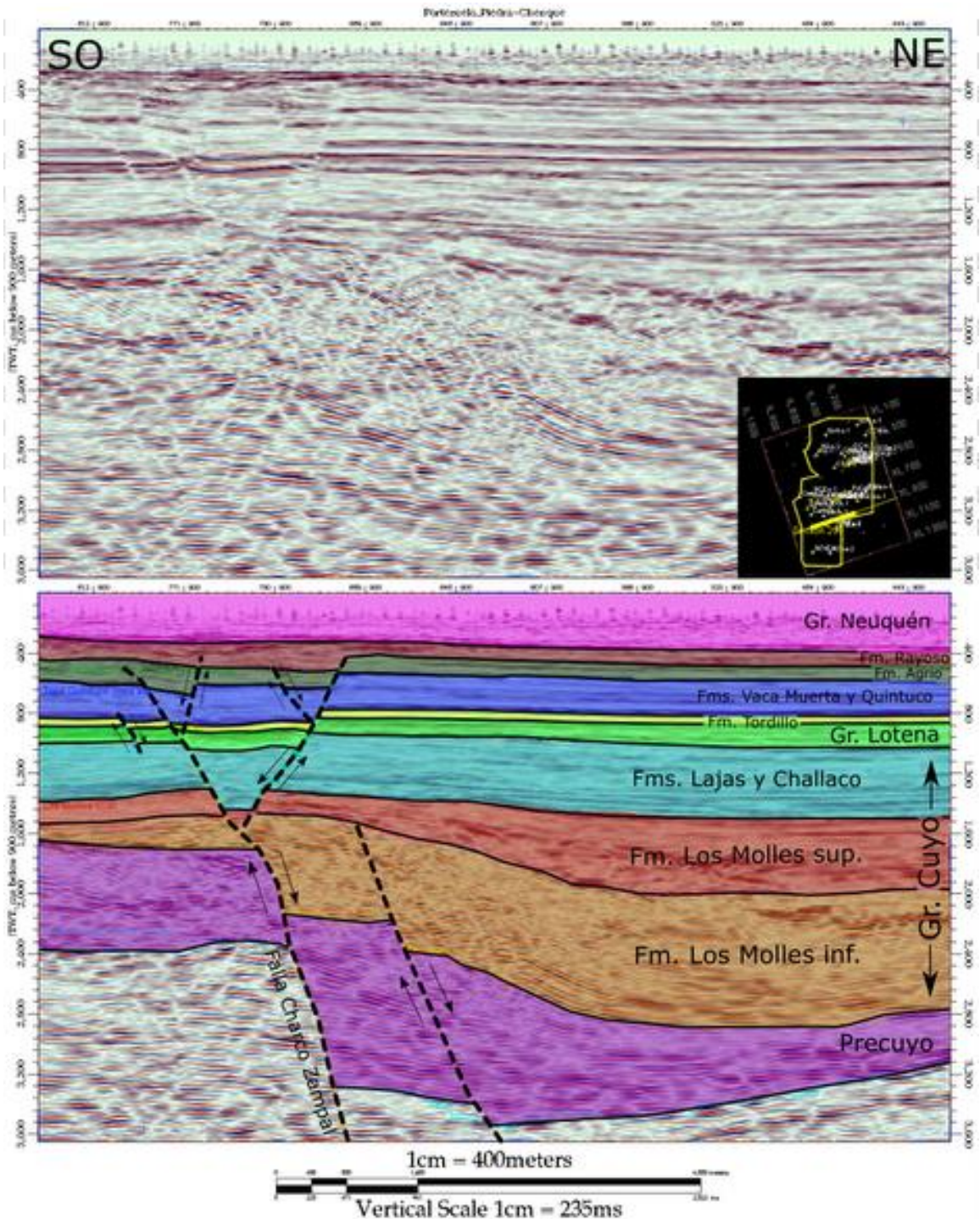


Figura 49: Sección sísmica SO-NE en el bloque sur del área de estudio.

Evolución estructural

El primer evento de deformación registrado en el área se reconoce en los hemigraben con rumbo dominante NNO-SSE y buzamiento hacia el NE (fig. 33 y 34), asociados a una extensión general NE-SO, que controlaron entre el Triásico tardío y Jurásico temprano la depositación y espesores del Precuyano y Gr. Cuyo inferior (figs. 41 y 48). Según Pángaro (2006) estos efectos son visibles hasta el Toarciano inferior donde se da por finalizada la etapa de rift (fig. 5). De acuerdo con los datos analizados en este trabajo final de licenciatura, este control de las fallas normales sobre los espesores de los sedimentos se identifica hasta la sección basal de la Fm. Los Molles (figs. 42, 48 y 49). Luego tiene lugar una tectónica compresiva jurásica vinculada a una convergencia oblicua y acortamiento desde el NO de la placa Aluk (fig. 7, Mosquera *et al.*, 2011), que en la zona de estudio sería responsable de originar las fallas inversas de orientación OSO-ENE (falla Puesto Cortadera, ej. Fig. 33 y 47). Esta importante falla inversa y su anticlinal asociado afectan a toda la columna sedimentaria jurásica-cretácica inferior (Grupos Cuyo a Rayoso). Debe destacarse sin embargo que dentro de estas secuencias se han reconocido, tanto en superficie como en subsuelo, diversas discordancias angulares, como por ejemplo la Intracalloviana (tope de Gr. Cuyo), la Intramálmica (tope de Gr. Lotena) y la Intraaptiana (Base de Fm. Rayoso), las cuales revelan la continua actividad de las fallas inversas y la progresiva evolución de los anticlinales asociados (i.e. Bettini 1984, Freije *et al.* 2002, Vergani 2004, Zavala *et al.* 2020, Rossello y Lopez de Luchi 2022). En el bloque norte de la zona estudiada la discordancia con mayor angularidad es la Intramálmica, ubicada entre el tope del Gr. Lotena y la base del Gr. Mendoza (figs. 45, 46 y 48). En el bloque sur es posible reconocer la discordancia Intramálmica y la Intraaptiana. Por otro lado, el Gr. Neuquén no está afectado por el anticlinal y se extiende en toda la región a ambos lados de la falla Puesto Cortadera, cubriendo en discordancia angular (Intraceno-maniana) a las distintas unidades plegadas que forman el anticlinal (figs. 45, 46 y 47). Finalmente, el Gr. Neuquén en superficie presenta una suave inclinación, que se relacionaría a la etapa de contracción durante el Cenozoico.

Conclusiones

A través de toda la información recopilada, los datos de pozos disponibles, la interpretación de la sísmica 3D y la confección de mapas isócronos e isocronopáquicos, se puede concluir que el área Portezuelo Mina-Piedra Chenque, presenta un escenario estructural complejo, con dos familias de fallas bien marcadas: normales e inversas.

Las fallas normales forman *hemigrabenes* de rumbo mayoritariamente NNO-SSE (azimut $\sim 320^\circ$ - 340°), con buzamiento hacia el NE, y fueron generadas durante el Triásico Superior y hasta el Jurásico Inferior Tardío por un campo de esfuerzos extensional de orientación NE. Los mapas isocronopáquicos y la interpretación de las secuencias dentro del Grupo Cuyo sugieren que la tectónica extensional fue activa hasta la acumulación de su sección basal, dentro de la Formación Los Molles (Toarciano inferior según Pángaro *et al.*, 2006). Estas fallas no presentan evidencias significativas de inversión tectónica en el área de estudio, y se interpreta que las mismas fueron desplazadas de forma pasiva por las fallas inversas posteriores.

Las fallas inversas poseen un rumbo principal ENE-OSO (azimut $\sim 250^\circ$ - 260°), con algunas E-O (azimut $\sim 270^\circ$), la mayoría buzan hacia el norte y algunas fallas antitéticas buzan al sur. Estas fallas generaron en algunos casos anticlinales por propagación de falla, el pliegue de mayor relevancia en el área está relacionado a la falla Puesto Cortadera y otro anticlinal de menor magnitud está localizado en la zona NE. La continua actividad de estas fallas y el plegamiento durante el Jurásico-Cretácico se pone en manifiesto por las discordancias Intracalloviana (tope de Gr. Cuyo), Intramálmica (tope de Gr. Lotena) e Intraaptiana (Base de Fm. Rayoso), algunas de las cuales fueron reconocidas e interpretadas en la sismica en los flancos del anticlinal. Esta significativa deformación compresiva culmina antes de la depositación del Grupo Neuquén, que yace en marcada discordancia angular (discordancia Intracenomaniana) sobre las diferentes unidades plegadas en ambos flancos del anticlinal asociado a la falla Puesto Cortadera. En la interpretación sísmica de los sectores donde tienen lugar las fallas inversas no se reconocieron rasgos que indiquen un posible origen extensional (cambios de espesores en el Precuyano), por lo cual se las considera como corrimientos formados por la compresión desde el NO durante el jurásico.

También se identificaron dos fallas con reactivación transcurrente, la falla Charco Zampal y otra al sur de la misma. La falla Charco Zampal presenta características de una falla normal con orientación ONO-ESE la cual ha sufrido una reactivación transcurrente dextral formando estructuras que varían de carácter compresivo a extensional a lo largo del rumbo de la falla, debido a pequeños cambios en la orientación de la misma. Al sur de esta falla se identificaron pequeñas fallas normales con orientación NO-SE, dispuestas *en echelon* sobre una zona de falla principal aproximadamente E-O. Estas fallas relativamente someras se interpretan asociadas a un movimiento transcurrente dextral de la falla profunda.

Bibliografía

Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. 2011. Contexto Tectosedimentario. 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 29-39, Neuquén.

Astini, R.A. 1996. Las fases diastróficas del Palaeozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas 5, 509–526.

Atencio, M. R., Späth, F. G. E. y Rendon, D., 2014. “Caracterización de discontinuidades sísmicas: Cálculo y procesos de atributos sobre amplitud”. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio de Geofísica: Puentes de Integración.

Bettini, F.H., 1984. Pautas sobre cronología estructural en el área del Cerro Lotena, Cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, Provincia del Neuquén: IX Congreso Geológico Argentino. Actas II:342-361. Bariloche.

Brown, A. R. (2004). Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data. J. C. Lorenz, & G. T. Schuster, Edits. Sixth Edition ed. Tulsa, Oklahoma, U.S.A.: AAPG-SEG.

Eisner, P., 1991. Tectonostratigraphic evolution of Neuquén Basin, Argentina. Master Thesis, Rice University (inédito), 56 p., Houston.

Freije, H., Azúa, G., González, R., Ponce, J.J. y Zavala, C. 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del Sur de la Cuenca Neuquina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1-18.

Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Riuz, P.M., Tunstall, C., García Morabito & Ramos, V.A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°-39°30'S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics* 439 (2007): 129-147.

Glennie, K. W. y Boegner, P. L. E. 1981. Sole Pit inversion tectonics. En Illing, L. V. y Hobson, G. D. (eds) *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe: Proceeding of the Second Conference*. London, 110-120.

Harding, T. 1983. Structural inversion at Rambutan oil field, South Sumatra Basin. En Bally, W. (ed.). *Seismic expression of structural styles: a picture and work atlas*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology* 15 (3): 3-18.

Mitra, S. 1993. Geometry and kinematic evolution of inversion structures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 77, 1159-1191.

Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay S. & Ramos, V. (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: 97-123.

Mosquera, A. Silvestro, J., Ramos, V. A., Alarcón, M. y Zubiri, M., 2011. La estructura de la Dorsal de Huincul. En Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O. Vallés, J. M. y Danieli, J. C. (Eds.): *18º Congreso Geológico Argentino. Relatorio*: 385–398.

Rapalini, A.E., Lopez de Luchi M., Martínez Dopico, C., Lince Klinger F., Giménez M. & Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta*, 8 (4): 349-371.

Orchuela, I, Ploszkiewicz, J. V. y R. F. Viñes, 1981. Reinterpretación estructural de la denominada “Dorsal Neuquina”. VIIIº Cong. Geol. Arg., Actas III: 281-293, Buenos Aires.

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., Raggio, F., Pioli, O., Silvestro, J., Zubiri, M. y Gonzalvez, G., 2006. Tectonic inversión of the Huincul High, Neuquen Basin, Argentina: an endangered species. Stratigraphic evidences of It's disappearance. 9º Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, Actas 9p., Cartagena.

Ploszkiewicz, J. V., I. A. Orchard, J. C. Vaillard y R. F. Viñes, 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquén. IX Cong. Geol. Arg., Actas II: 163-169.

Ramos V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente Palaeozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2, 311–325.

Ramos V.A., Jordan T.E., Allmendinger R.W., Mpodozis C., Kay, S. M., Cortés, J.M. & Palma, M. 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5. 855-880.

Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 18º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 317-326. Neuquén.

Rossello, E.; López de Luchi, M. G. 2022. Cinemática transpresional pre-andina del segmento occidental de la Dorsal de Huincul (Cerro Lotena-Cerro Granito, Neuquén, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*; Ciudad Autónoma de Buenos Aires; vol. 79

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

Uliana, M. y L. Legarreta (1993). Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16(4): 397-420.

Uliana, M., Arteaga, M., Legarreta, L., Cerdan, J. y Peroni, G. 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. En Buchanan, J. y Buchanan, P. (eds.) *Basin Inversion*. The Geological Society, Special Publication 88: 211-233. London

Vergani, G. D., A.J. Tankard, H.J. Belotti and H.J. Welsink, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In A.J. Tankard, R. Suárez S., and H.J. Welsink, *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir* 62, p. 383-402.

Vergani, G. 2004. Control estructural de la sedimentación Jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. *Modelo de falla lítrica rampa-plano, invertida*. *Boletín de Informaciones Petroleras* 1(1): 32-42.

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., & Otharán, G. (2020). Jurassic uplift along the Huincul arch and its consequences in the stratigraphy of the Cuyo and Lotena groups. Neuquén Basin, Argentina. In *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 53-74). Springer, Cham.