



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

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

**ANÁLISIS GEOLÓGICO ESTRUCTURAL Y
PROSPECTIVIDAD REMANENTE DE HIDROCARBUROS EN
LA CUENCA DEL BERMEJO SEPTENTRIONAL,
PROVINCIA DE SAN JUAN**



Autor: Gerónimo Pastore García

Director: Lic. Martín Cevallos

Codirectora: Dra. Rocío Fernández

2026

Agradecimientos

Este trabajo está dedicado a Dios quien me dio el privilegio de estudiar tal apasionante disciplina como la Geología.

A mis papás, hermanos y novia, por su apoyo incondicional y por ser el pilar fundamental que me permitió llegar hasta aquí.

A mis compañeros durante la carrera, que el compartir con ellos fue un enriquecimiento invaluable, recordaré cada viaje y asado compartido con ellos.

A mis directores de este Trabajo Final, por la generosidad de su tiempo, sus conocimientos y por guiarme en la culminación de esta etapa de formación.

A YPF por su valiosa colaboración y la disposición de los datos que fueron fundamentales para la realización de esta investigación.

Finalmente, a todas las personas que hicieron posible la existencia del Departamento de Geología y que, con su esfuerzo pasado y presente, continúan brindando oportunidades de crecimiento a la sociedad mediante la formación de profesionales.

Resumen

El presente Trabajo Final de Licenciatura es un aporte a la geología de superficie y de subsuelo de la Precordillera Oriental (POr), su límite con Precordillera Central (PC), denominado como zona triangular, y Valle del Bermejo septentrional en la provincia de San Juan. Desde la década del 1940 hasta la década del 2010 se han realizado múltiples campañas de exploración en búsqueda de hidrocarburos en este sector de Precordillera sin reportar descubrimientos económicos. Basado en estas exploraciones, este trabajo plantea el análisis de un área con prospectividad remanente de hidrocarburos.

En el presente trabajo se aborda de manera integrada el análisis de superficie, interpretación sísmica y datos de pozos. Se realizó la interpretación geológica de imagen satelital en un área de 3.700 km², en la cual se distinguieron principalmente ocho anticlinales aflorantes. Los anticlinales de la POr corresponden a pliegues por propagación de fallas, reconocidos por una marcada asimetría en superficie sobre las terminaciones de fallas reconocidas en la sísmica. Las estructuras de POr conforman una secuencia de retrocorrimientos que se desarrollan temporalmente de Oeste a Este. Algunos autores estimaron una edad de formación del Anticlinal Las Salinas Norte de 2.6 Ma y 2.0 Ma para el Anticlinal Bermejo en base a estratos de crecimiento. En el presente trabajo se interpreta que el Anticlinal Los Pozuelos se formó temporalmente entre ambas estructuras, coincidente con una estructuración en retrocorrimiento. Al norte de la Sierra de Mogna se reconoce una disminución de espesor por cizalla pura en el flanco frontal del Anticlinal Las Salinas Sur y cambio progresivo de ángulo de interflanco.

Para el análisis de subsuelo se dispuso de cinco pozos y se interpretaron 816 km lineales de sísmica 2D de variada calidad. Se generaron mapas estructurales e isocoros en tiempo sísmico doble que evidencian un espesamiento de los depósitos de la cuenca de antepaís neógena hacia el Norte, principalmente concentrado en las unidades basales del Grupo Pontón Grande (intervalo entre tope de Formación Huachipampa - base del Neógeno).

Integrando la geología relevada en terreno con la interpretación de subsuelo, se realizó una sección sismo estructural sobre la línea sísmica 16063-16063A. A pesar de la complejidad estructural y baja calidad del dato sísmico en la zona triangular, se propone un modelo de cuña tectónica para los niveles carbonáticos cambro ordovícicos, acompañado de un arqueamiento del basamento en la zona triangular. Bajo el tope de las unidades del Ordovícico se reconocen geometrías interpretadas como la Faja Plegada Oclóyica de vergencia occidental.

La prospectividad hidrocarburífera del área está basada en la presencia en la región de al menos dos potenciales rocas madres. En Precordillera Central la Formación Gualcamayo del Ordovícico Medio (Carbono orgánico total (TOC) prom.: 1,35%; Reflectancia de simil Vitrinita (Ro): 0,7%; esp.: 80 m) en el Cerro Viejo de Huaco. En la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, a 20 km al este del área de estudio, la Formación Ischichuca del Triásico Superior (TOC: 0,5-5%; esp.: 250 m). La prospección histórica de subsuelo fue buscando inicialmente un *play* similar al de la cuenca petrolera más cercana, la Cuenca Cuyana del norte de Mendoza (250 km al sur, 1300 MMboe). Sin embargo, las escasas evidencias de hidrocarburos generados, que consisten de rastros secos en pozos como Niquivil Viejo 1, Niquivil Viejo 4 y pozo Pampa Vieja Bicentenario y un petróleo oxidado muestreado en el Anticlinal Niquivil, apuntan, (según exploradores de YPF) a una génesis relacionada geoquímicamente con la Formación Gualcamayo, potencialmente activa en la zona triangular y en los bordes occidentales de la Precordillera Oriental.

En este contexto, se presenta al Anticlinal de Niquivil como una estructura con prospectividad remanente, cuyo núcleo nunca fue explorado, ya que fue perforado en la década del 1940 en posición de flanco occidental sin que la perforación atravesara por completo las unidades del Neógeno. Como primera etapa se propone aumentar la densidad y calidad de la información sísmica mediante reprocesamiento y nueva adquisición que apunten a una visualización mejorada del subsuelo. Una segunda etapa consistiría en la perforación de un pozo exploratorio de aproximadamente 3.700 m de profundidad al dorso de la estructura, orientada a evaluar reservorios neógenos, unidades mesozoicas y paleozoicas, verificar la existencia o no de una roca madre activa, así como el estado de fracturamiento de las unidades del Paleozoico inferior. Esta propuesta de trabajo busca no solo validar o reformular los modelos estructurales de una región aún poco comprendida, sino también reabrir una oportunidad exploratoria que, tras décadas de incertidumbre, mantiene viva la posibilidad de revelar un sistema petrolero activo.

Palabras claves: Hidrocarburos, Formación Gualcamayo, Precordillera Oriental, Bermejo.

Tabla de contenido

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	6
1.1 MOTIVOS	6
1.2 OBJETIVOS.....	6
1.2.1 Generales	6
1.2.2 Específicos	6
1.3 METODOLOGÍA	6
1.3.1 Plataforma de trabajo.....	7
1.4 ÁREA DE TRABAJO.....	7
CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES.....	9
2.1 ANTECEDENTES EXPLORATORIOS	9
2.2 ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS	14
2.2.1 Margen pasivo	14
2.2.2 Cuenca de antepaís peri-Gondwánica.....	15
2.2.3 Segunda cuenca de antepaís de edad silúrica devónica.....	20
2.2.4 Una tercera cuenca de antepaís neopaleozoica.....	22
2.2.5 Extensión de retroarco y exhumación prolongada.....	24
2.2.6 Antepaís de la orogenia andina.....	25
2.3 ANTECEDENTES ESTRUCTURALES.....	33
2.3.1 Marco estructural regional.....	33
2.3.2 Marco estructural local.....	38
CAPÍTULO 3: POTENCIAL ROCA MADRE ORDOVÍCICA.....	44
3.1 EVOLUCIÓN Y TIMING	51
3.2 PROSPECTIVIDAD REMANENTE DE HIDROCARBUROS	53
CAPÍTULO 4: ANÁLISIS DE SUPERFICIE	56
4.1 LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO DE SUPERFICIE.....	56
4.1.1 Análisis estructural para pliegues de Precordillera Oriental.....	60
4.1.2 Descripción estratigráfica	63
4.2 RESULTADO	68
CAPÍTULO 5: ANÁLISIS DE SUBSUELO.....	69
5.1 SET DE DATOS.....	69
5.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA 2D	70
5.2.1 Mapa isócrono estructural - Tope de la Formación San Juan.....	72
5.2.2 Mapa isócrono estructural - Tope de la Formación Huachipampa.....	73
5.2.3 Mapa isócrono estructural - Tope de la Formación Quebrada del Cura	75
5.2.4 Mapa isócrono estructural - Tope de la Formación Río Jáchal.....	76
5.2.5 Mapa isócoro tope Formación San Juan - tope Formación Huachipampa.....	77
5.2.6 Mapa isócoro tope Formación Huachipampa – tope Formación Río Jáchal.....	78
5.2.7 Estratos de crecimiento	79
CAPÍTULO 6: ANÁLISIS GEOLÓGICO INTEGRADOR	85
6.1 MODELADO DE SECCIÓN SISMO ESTRUCTURAL	85
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	89
CITAS BIBLIOGRÁFICAS	92

Capítulo 1: Introducción

1.1 Motivos

El motivo del siguiente trabajo es cumplir con los requisitos para la obtención del título de Licenciado en Ciencias Geológicas expedido por la Facultad de Ciencias Exactas, Física y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan.

1.2 Objetivos

1.2.1 Generales

Aplicar los conocimientos teóricos y prácticos adquiridos durante estos años de estudio y ser capaz de lograr, mediante criterio científico, aportes a la geología de la Provincia de San Juan dentro del área de estudio.

Desarrollar conocimientos en el manejo e interpretación de datos sísmicos 2D y datos de pozos, en conjunto con el uso del software IHS-Kingdom para su manipulación.

1.2.2 Específicos

Adquirir conocimientos sobre la historia de exploraciones pasadas en el Valle del Bermejo Septentrional.

Realizar un relevamiento geológico de superficie sobre una línea sísmica clave para vincularlo con información de subsuelo, pasando por la zona de enfrentamiento de sistemas de vergencias opuestas.

Realizar mapas de subsuelo, tanto isócronos estructurales e isocoros (espesor vertical en tiempo), que permitan entender cómo se comportan las unidades estratigráficas depositadas en la cuenca del Bermejo septentrional en el Valle homónimo.

Confeccionar secciones geológicas que integren la información de superficie con la de subsuelo.

Analizar posibilidades de prospectividad remanente en el área de estudio y vectorizar ideas para posibles estudios en el futuro.

1.3 Metodología

El presente Trabajo Final se dividió en tres etapas. La primera etapa consta de trabajo en gabinete, la segunda constituye trabajo de campo sobre una sección sísmica seleccionada y tercera, trabajo de gabinete para elaboración del informe final.

Etapa 1: Trabajo en gabinete primario

- Recopilación de antecedentes geológicos y exploratorios del área de trabajo
- Realización de mapa geológico de superficie
- Carga y análisis de datos sísmicos y de pozos en IHS-Kingdom
- Interpretación de horizontes claves, pases formacionales y estructuras de subsuelo

Etapa 2: Trabajo de campo

- Relevamiento geológico de detalle sobre línea sísmica seleccionada
- Definición de límites estratigráficos y estructurales que puedan vincularse con datos de subsuelo

Etapa 3: Trabajo de gabinete para elaboración de informe final.

- Representación de los datos tomados en terreno
- Vinculación de datos superficiales con límites de horizontes claves y pases formacionales en sísmica
- Realización de mapas isócronos estructurales e isocoros
- Construcción de sección estructural regional sobre línea sísmica clave
- Propuesta de zona con prospectividad remanente de hidrocarburos
- Elaboración de Informe Final

1.3.1 Plataforma de trabajo

Se contó con las instalaciones del gabinete de geociencias Aplicadas a la Exploración y Producción de Hidrocarburos (GAEPH), pertenecientes a la FCFN-UNSJ, equipado con la licencia del Software IHS-Kingdom y el set de datos de subsuelo utilizado para este trabajo. En paralelo se utilizó el software Qgis para la fotointerpretación y elaboración de mapas.

1.4 Área de trabajo

El área de estudio se localiza en la Precordillera septentrional sanjuanina límite con la Provincia de La Rioja, específicamente en el departamento de Jáchal. Abarca un área de 3.700 km², comprendida entre la porción este de la Precordillera Central (PC), la Precordillera Oriental (POr), y el Valle del Río Bermejo en los alrededores de la localidad de Huaco (Fig. 1).

Para acceder al área de trabajo desde la ciudad de San Juan, se debe tomar la RN 40 hacia el Norte y recorrer 150 km hasta la rotonda que conecta con RN 150. Tomar la salida hacia el este señalizada como “El Volcán” con dirección a Huaco por RN 150. Tras recorrer 35 km más llegará a la zona de interferencia entre los Anticlinales Las Salinas Norte y Sur.

La Precordillera Oriental está representada por la Sierra de Huaco al norte del río homónimo, donde se reconocen los anticlinales de Las Salinas Norte, La Bumbula y Los Pozuelos, y por la Sierra de Mogna (también llamada Sierra de las Salinas), situada entre el Río Huaco y el Río Jáchal al sur, en esta última sierra encontramos los anticlinales Niquivil al oeste y Las Salinas Sur al este (Fig. 1). Cabe destacar que el nombre Sierra de Mogna ha sido utilizada por varios autores (Cuerda *et al.* 1984, Milana 1991, Furque *et al.* 2003, Milana *et al.* 2003, Cuerda *et al.* 1981) para referirse a la Sierra del Morado (ubicada al sur del Río Jáchal), esto es, según el mapa geológico de la Provincia de San Juan de la Secretaría de Minería (Ragona *et al.* 1995). En estas serranías afloran los niveles neógenos y cuaternarios de la cuenca de antepaís del Bermejo, que superan espesores de 5 km.

En el suroeste del área se encuentra la primera perforación realizada, pozo Niquivil Viejo 1, ubicado en el flanco occidental del anticlinal homónimo. Sobre la estructura del Anticlinal Las Salinas Sur se perforó el pozo Las Salinas x-1, ubicado en el centro meridional de la estructura, en su flanco oriental y el pozo Niquivil Este al sur de la misma estructura (Fig. 1). Al norte de la Sierra de Huaco se realizó el pozo Pozuelos x-1 en el anticlinal homónimo y al este en el Valle del Río Bermejo se localiza el pozo Bermejo x-1 sobre una estructura subterránea.

Por otro lado, la Precordillera Central está representada en el área de trabajo por sus serranías más orientales denominadas como Cerro Viejo de Huaco y Cerro Potrerillos. Allí se exponen principalmente depósitos Paleozoicos, los cuales han sido elevados por los corrimientos Niquivil y San Roque, de vergencia oriental. El corrimiento Niquivil se profundiza a la altura del Río Huaco, dando lugar al Anticlinal Agua Hedionda. Esta unidad geomorfológica presenta una topografía más escarpada en comparación con la Precordillera Oriental y una geología aflorante más variada (en litologías y edades).

Entre estos sistemas de POr y PC, de vergencia opuesta, se forma una zona triangular, cuyo nivel de despegue es de discutida naturaleza.

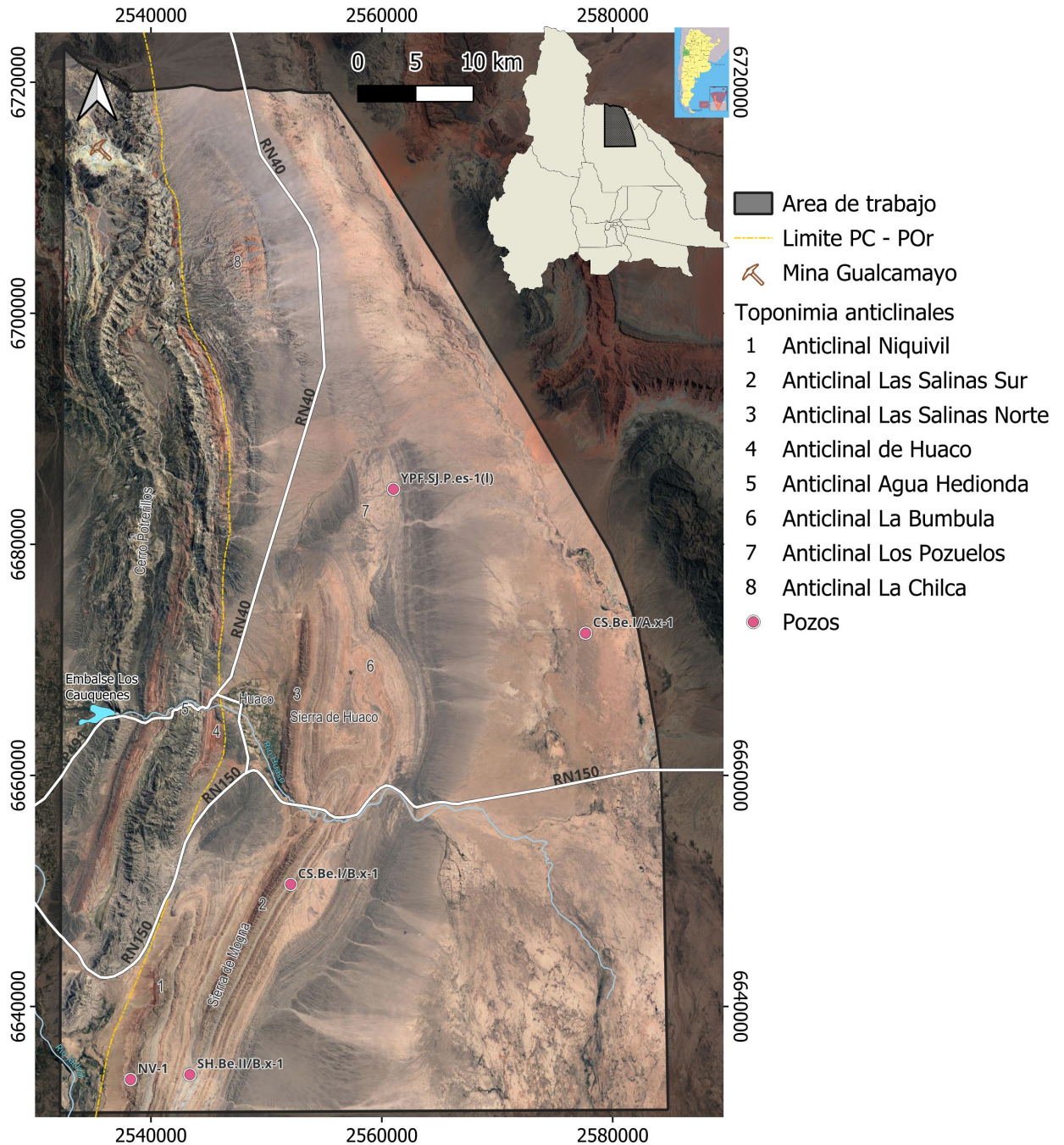


Figura 1: Mapa de ubicación del área de trabajo. NV-1: pozo Niquivil Viejo-1; SH.Be.II/B.x-1: pozo Niquivil Este; CS.Be.I/B.x-1: pozo Las Salinas; YPF.SJ.P.es-1(I): pozo Los Pozuelos; CS.Be.I/A.x-1: pozo Bermejo. SRC: Posgar 94/2.

Capítulo 2: Antecedentes

2.1 Antecedentes exploratorios

En 1932 YPF realizó el pozo descubridor del área de Cacheuta en Cuenca Cuyana. Esto llevó a Fossa Mancini a explorar la provincia de San Juan con objetivos triásicos análogos; marcando así, el inicio de múltiples campañas de exploración. Hasta la actualidad, se han perforado 21

pozos y registrado casi 7.000 km de sísmica 2D en la provincia con ningún resultado meramente exitoso.

En la década del 30 se realizaron estudios basados en los afloramientos triásicos análogos a la cuenca Cuyana y concluyeron dos zonas potenciales, la ubicada al sureste de la localidad de Huaco asociada a manantiales de agua sulfhídrica y rastros de petróleo seco en unidades terciarias, la cual será tratada en el presente trabajo; y otra al sur de la provincia que limita con las llanuras septentrionales mendocinas en el departamento de Sarmiento.

En 1947 YPF perforó el primer pozo Niquivil Viejo-1 alcanzando 2.092 metros bajo boca de pozo (m b. b. p.) (planeado en 3.000 m b. b. p.) el cual detectó los niveles de impregnaciones de petróleo en los primeros 200 metros. Luego se perforaron los pozos someros Niquivil Viejo-2 y 3 con 500 y 650 m b. b. p. respectivamente, los cuales solo perforaron unidades terciarias casi verticales, sin vestigios de petróleo. Por último, en 1948 se perforó el pozo Niquivil Viejo-4 con 1603 m b. b. p. encontrando rastros de petróleo en niveles del Terciario Inferior. En 350 m b. b. p. el pozo recién mencionado atravesó una falla bajo la cual las capas del Terciario Medio incrementan su buzamiento. A partir de estos resultados y decisiones políticas se detuvo la actividad exploratoria en toda la provincia (Calegari *et al.* 2020).

En la década del 60 se registró sísmica 2D y perforaron cuatro pozos en el departamento de Sarmiento, ninguno de ellos dio con el objetivo Triásico propuesto, llevando al abandono de esta campaña.

Durante la década del 70 entraron las compañías Cities Service y Shell a registrar datos sísmicos y realizaron 4 pozos en el departamento de Jáchal en el ámbito de Precordillera Oriental y del Bolsón del Bermejo. Se llevaron a cabo los pozos Bermejo x-1 (5.249 m b. b. p. - pozo más profundo del país en su momento-) y Las Salinas x-1 (3.621 m b. b. p.) por Cities Service, en donde el primero solo perforó niveles terciarios y el segundo alcanzó la base del terciario que pasaba a las calizas ordovícicas de la Formación San Juan.

El pozo Bermejo x-1 fue de gran renombrar cuando décadas más tarde, en diciembre de 2007, la operadora Oil M&S, intervino nuevamente el pozo. Durante esas operaciones informó al gobierno de San Juan, presidido por José Luis Gioja, que entre los fluidos alojados dentro del pozo desde la última intervención había unos 60 litros de petróleo de muy alta calidad a 1.500 metros de profundidad en niveles de areniscas terciarias (Ámbito 2007, Clarín 2007, MDZol 2008). Según información oral, los análisis químicos realizados al fluido confirmaron que correspondía efectivamente a un petróleo crudo. La noticia tuvo amplia repercusión en la prensa

nacional, ya que, el anuncio coincidía con un contexto político-económico complejo a nivel nacional, en el que el gobierno buscaba mostrar señales de optimismo frente a la caída de la producción petrolera (Urgente24 2007). A pesar del entusiasmo inicial, Oil M&S no continuó con trabajos de exploración en la estructura, y poco después restituyó el área a la provincia. Este desenlace dejó en duda la verdadera naturaleza del fluido reportado, abriendo la posibilidad de que se tratara de un hallazgo menor o incluso de un episodio sobredimensionado con fines políticos (Huella Minera 2017). Algunos analistas han sugerido que el anuncio podría vincularse a la necesidad de mostrar un “descubrimiento” en una zona de frontera exploratoria, en paralelo al resonante hallazgo anunciado por el entonces presidente brasileño Lula da Silva un mes antes, cuando se comunicó el descubrimiento de grandes reservas presalinas en Brasil (Arias 2007).

En la misma década del 1970 la Cía. Shell perforó los pozos Niquivil Este x-1 (3.500 m b. b. p.), mejorando la posición del proyecto Niquivil Viejo, y Sierra del Morado x-1 (1.232 m b. b. p.) al sur del área de estudio. El sondeo Niquivil Este x-1 documenta los niveles de caliza subyacentes al Cenozoico, al igual que el pozo cercano Las Salinas x-1. Por otro lado, el sondeo Sierra del Morado x-1 alcanza niveles del Paleozoico superior. Contemporáneamente YPF perforó en 1975 el pozo Pozuelos es-1 (I) (5.132 m b. b. p.) el cual no salió de la espesa columna del Terciario.

En la década del 80 YPF perforó los pozos Matagusanos es-1 (5.996 m b. b. p.) en Jáchal, el cual fue el pozo más profundo del país en su momento y alcanzó niveles mesozoicos y calizas ordovícicas, y Sierra de Las Peñas es-1 (4.378 m b. b. p.) en el departamento de Sarmiento.

Durante los 90 se lanzó el Plan Argentina de exploración y desarrollo en el cual se adjudicaron a las compañías Texaco, Eurocan y Cordex áreas en Tamberías, Pampa de Las Salinas y Mogna respectivamente. Se perforaron los pozos de Las Toscas x-1 (2.702 m b. b. p.) en Pampa de Las Salinas, realizado por Eurocan-Texaco debido a que la localización del pozo era en el límite con el área de Marayes, manejado por Texaco. Este pozo dio con indicios de gas y logró atravesar niveles triásicos. Se realizaron dos pozos ubicados en las cercanías a la Sierra del Morado en el departamento de Albardón denominados Lago x-1 (912 m b. b. p.) con el Tope Silúrico-Devónico a 818 m b. b. p. y Lago x-2 (847 m b. b. p.) que atravesó Carbonífero superior a 308 m b. b. p., Silúrico-Devónico: 700 m b. b. p. (determinados por palinología). Ambos sin indicios de hidrocarburos.

En el año 2006 la Ley 26.197 transfirió el dominio de los yacimientos de hidrocarburos desde el Estado Nacional hacia las provincias productoras de hidrocarburos, en cumplimiento del artículo 124 de la Constitución Nacional reformada en 1994. A su vez en 2009 YPF lanzó el Plan Exploratorio Argentina (PEA) con objetivo de reevaluar el potencial exploratorio remanente. En la Provincia de San Juan la Compañía Oil M&S fue adjudicataria del bloque Jáchal e YPF el bloque Tamberías. En 2010 se perforaron los pozos OMS.Pampa Vieja Bicentenario x-1 (3.422 m b. b. p.) e YPF.Ansilta x-1 (2.505 m b. b. p.) respectivamente. El pozo Pampa Vieja B. x-1, en Jáchal, es el único pozo que tuvo como objetivo el sistema Paleozoico inferior, alcanzando la Formación Gualcamayo la cual muestra interesantes propiedades oleogénicas (Pérez *et al.* 2011), el resto de la columna presentó leves picos de gas y rastros de petróleo seco (Legajo de pozo PVB.x-1). El pozo Pampa Vieja B. x-1 perforó una secuencia que se adjudica al Neógeno o más moderna, hasta ingresar directamente a la Formación San Juan. Luego de atravesar la Formación San Juan, falla mediante, el pozo perforó parte del Grupo Trapiche, las formaciones Gualcamayo, San Juan y dolomías y calizas del Cámbrico, correspondiendo a los corrimientos San Roque y Niquivil. Además, Constantini *et al.* (2015) identifican por sísmica una lámina subyacente a la de Niquivil, llamada Lámina 5.

En el marco del PEA en San Juan se llevaron a cabo múltiples trabajos de campo y geoquímica para el área de Jáchal, en conjunto con reprocesamiento e interpretación de información sísmica. Como resultado de estos trabajos surgió una nueva interpretación estructural para el área del triángulo tectónico. Lo que había sido interpretado como de piel gruesa por Zapata y Allmendinger (1996) fue reinterpretado como originalmente de piel fina y luego reactivado con participación de basamento (Constantini *et al.* 2015). Esto abre un abanico de nuevas perspectivas para la presencia de hidrocarburos en la zona triangular, la cual no ha sido explorada, con ánimos de explicar la presencia de petróleo seco en la cara occidental del Anticlinal de Niquivil.

Todas las perforaciones realizadas en los depósitos sanjuaninos de la Cuenca del Bermejo son resumidas en la tabla 1.

Nombre	Sigla	Año	X	Y	Z	Cía.	Prof. (MD) m	Target propuesto	Unidades alcanzadas en fondo
Niquivil Viejo 1	NV-1	1947	2539200	6632250	1020	YPF	2092	Triásico	Neógeno
Niquivil Viejo 2	NV-2	1948	2537600	6632500	986	YPF	500	Triásico	Neógeno
Niquivil Viejo 3	NV-3	1948	2535250	6631500	978	YPF	650	Triásico	Neógeno
Niquivil Viejo 4	NV-4	1948	2536000	6632400	998	YPF	1603	Triásico	Neógeno
Bermejo	CS.Be.I/A.x-1	1971	2577650	6672300	812	Cities Service	5249	Triásico	Neógeno
Las Salinas	CS.Be.I/B.x-1	1973	2552100	6650560	971	Cities Service	3621	Triásico	Fm San Juan
Niquivil Este	SH.Be.II/B.x-1	1973	2543363	6634087	964	Shell	3500	Triásico	Fm San Juan
Sierra del Morado	SH.Be.II/A.x-1	1973	2547073	6607766	853	Shell	1232	Triásico	Paleozoico superior
Los Pozuelos bis	YPF.SJ.P.es-1 (I)	1974	2561042	6684766	975	YPF	5132	Triásico	Neógeno
Matagusanos	YPF.SJ.M.es-1	1981	2538868	6593385	910	YPF	5996	Triásico	Mesozoico y Fm San Juan
Lago 1	CordexSJ.Lago x-1	1997	2555528	6569153	764	Cordex	912	Triásico	Paleozoico medio superior y superior
Lago 2	CordexSJ.Lago x-2	1997	2555616	6574330	781	Cordex	847	Triásico	Paleozoico medio superior y superior
Pampa Vieja Bicentenario	YPF.PV.x-1	2010	2531096	6660705	1135	YPF	3422	Ordovícico	Paleozoico inferior y medio

Tabla 1: Resumen de perforaciones realizadas en los depósitos de la Cuenca del Bermejo en la provincia de San Juan. SRC: Posgar 94/2.

Calegari *et al.* (2020) destacó como resultado de estas campañas una zona triangular sin conocer en subsuelo, con una única exploración de los primeros pozos Niquivil Viejo 1, 2, 3 y 4 que no alcanzaron grandes profundidades y no salieron del Terciario. Se cree que estas perforaciones fueron abandonadas debido principalmente a que buscaban una roca Triásica a profundidades de 1.500 m aproximadamente. Esta zona, donde confluyen sistemas de vergencia opuesta, se hace angosta hacia el norte a la altura del anticlinal La Chila, en cuyo núcleo aflora niveles de la Formación Río Jáchal, quedando una espesa columna en profundidad antes de salir de las sedimentitas continentales Neógenas.

2.2 Antecedentes estratigráficos

A continuación, se agrupan las principales unidades estratigráficas según intervalos genéticamente relacionados (Fig. 2). Basados en Astini *et al.* (2005) la Precordillera está representada por 6 etapas de evolución:

2.2.1 Margen pasivo

2.2.1.1 Formación San Juan

La Formación San Juan, definida por Kobayashi (1937), aflora en la Precordillera Central y Oriental desde La Rioja hasta Mendoza, de edad ordovícica inferior a media. En el área de estudio se observa en el Cerro Viejo de Huaco, integrando el núcleo del anticlinal de Agua Hedionda y del Cerro Viejo de San Roque, con continuidad hacia el sur en el Cerro La Silla y Niquivil, y hacia el norte en el cordón oriental de la Precordillera Central. Su sección tipo se ubica en la Sierra La Silla, donde alcanza un espesor de ~400 m con exposición completa y continua.

Corresponde a la última etapa de sedimentación en un ambiente de plataforma carbonática antes del ingreso de depósitos siliciclásticos. Está compuesta por calizas, dolomías, lutitas negras y margas, organizadas en dos secciones: una inferior de calizas y dolomías grises compactas, vinculada a condiciones inter- a subtidales estables; y una superior de calizas fosilíferas finamente estratificadas con intercalaciones pelíticas, depositadas en un ambiente subtidal alto a supratidal.

Los niveles fosilíferos permiten asignarla al Ordovícico Inferior a Medio (Tremadociana–Darriwiliana), con evidencias de arrecifes de distinta composición a lo largo de su evolución. La bioestratigrafía se ha establecido principalmente mediante conodontes, trilobites y braquiópodos (Albanesi *et al.* 1998, Vaccari 1994, Benedetto 1998, 2003, Mestre *et al.* 2020, entre otros).

Estratigráficamente, la unidad suprayace en concordancia a la Formación San Roque y está cubierta por la Formación Gualcamayo o la Formación Los Azules, dependiendo de la zona. El contacto superior es diacrónico: en el norte y sur de la Precordillera la sedimentación carbonática cesó en el Floiano alto, siendo reemplazada por pelitas negras de la Formación Gualcamayo, mientras que en sectores centrales y orientales (Cerro Viejo de Huaco, Cerro La Chilca, Sierra de Villicum) el pasaje a facies pelíticas de la Formación Los Azules se produjo en el Darriwiliano Temprano a Medio. En otras áreas, como Sierra de La Trampa y cordón de

Los Blanquitos, la sedimentación carbonática persistió hasta el Darriwiliano medio con depósitos de la Formación Las Aguaditas (Heredia *et al.* 2005, 2011, Mestre y Heredia 2013b).

En el área de estudio, la Formación San Juan se encuentra en contacto discordante con depósitos neopaleozoicos y neógenos, que erosionaron unidades intermedias. Además, se la reconoce en subsuelo en el Anticlinal Las Salinas mediante los pozos Las Salinas y Niquivil Este.

2.2.2 Cuenca de antepaís peri-Gondwánica

2.2.2.1 Formación Gualcamayo

Definida en 1956 por Furque, esta formación queda acotada a estrechas franjas meridionales a lo largo de la PC y rara vez en POr (Sierra Villicum). En el área de estudio aflora en el Cerro Potrerillos y en el norte en la sección del Río Gualcamayo. Su sección tipo se ubica al suroeste de la localidad de Guandacol alcanzando un espesor local de 230 metros y se reduce hasta 70 metros en el Cerro Potrerillos.

Litológicamente, está compuesta por bancos tabulares delgados de lutitas negras y mudstones, con intercalaciones de areniscas finas. Astini (1994a, 1994b) propuso su división en tres miembros, que reflejan distintas secuencias de facies y permiten interpretar una evolución paleoambiental vertical y lateral. El Miembro Inferior, con ciclos rítmicos de margas y pelitas, corresponde a una transgresión sobre una rampa carbonática distal. El Miembro Intermedio consiste en un paquete homogéneo de pelitas negras depositadas en un ambiente marino restringido y anóxico. El Miembro Superior muestra pelitas negras alternando con cuerpos de areniscas y conglomerados, depositados en una zona marina profunda, próxima a escarpes subácueos.

Inicialmente, estos depósitos fueron considerados erróneamente como infrayacentes a la Formación San Juan (Harrington 1957, Furque 1958, 1963). Sin embargo, trabajos posteriores demostraron que la Formación Gualcamayo sobreyace a dicha unidad (Rodríguez y Belluco 1970, Furque 1972). Estudios bioestratigráficos basados en conodontes y graptolitos evidencian un contacto transicional, aunque diacrónico, entre ambas unidades, que varía desde el Floiano hasta el Darriwiliano medio (Serra *et al.* 2017). En la zona de Guandacol, la Formación Gualcamayo es sobrepuesta en discordancia erosiva por el Conglomerado Las Vacas (Furque 1972, 1979).

Desde una perspectiva de estratigrafía secuencial, las formaciones Gualcamayo y Los Azules, junto con el tramo basal de la Formación Las Aguaditas y el miembro superior de la Formación

San Juan, fueron agrupadas dentro de la Aloformación Gualcamayo (Astini 1993, 1996), concepto que será de utilidad en el desarrollo de este trabajo. El paquete calcáreo-pelítico basal corresponde a la secuencia de inundación o cortejo transgresivo (Carrera y Astini 1998), mientras que las pelitas negras de Gualcamayo y Los Azules representan la secuencia post-inundación depositada por encima del nivel de máxima inundación (Astini 1994).

Esta unidad fue estudiada con una perspectiva exploratoria como la roca madre de un sistema petrolero Ordovícico-Terciario por autores como Pérez *et al.* (2011), Fernández (2021), entre otros. Pérez obtuvo resultados de COT que alcanzaron 3% en los afloramientos del norte. El valor promedio, al cual por lo general tienden las muestras de las fracciones puramente pelíticas, es de 1,35%. Muestras obtenidas de la escama de Niquivil muestran buen potencial de generación de hidrocarburos en un estado de maduración en ventana de petróleo, incluso en estados de inmadurez termal.

2.2.2.2 Formación Los Azules

La Formación Los Azules (Harrington 1957, Cuerda y Furque 1975) constituye afloramientos pequeños que se disponen en estrechas fajas meridianas sobre las calizas de la Formación San Juan mediante una superficie de *hardground*, y le sobreyacen mediante discordancia angular la Formación La Chilca, o Formación Guandacol cuando el silúrico está ausente. Esta unidad ha sido separada de la Formación Gualcamayo por bioestratigrafía, ya que en base a conodontes y graptolitos se han datado techos y bases de variadas edades. El miembro inferior de esta unidad se encuentra en los afloramientos de Cerro Viejo de Huaco y de San Roque (Quebrada Oculta) y son equivalentes a Formación Gualcamayo aflorante en Cerro Potrerillos.

Harrington y Ileanza (1957) asignaron a los niveles inferiores a las zonas de *Glyptograptus teretiusculus* e *Isograptus gibberulus*. Esta fauna corresponde en parte a la misma que integra la Formación Gualcamayo, de edad llanvirniana inferior (Darriwiliano). Blasco y Ramos (1976) asignan los niveles superiores a la zona de *Cicellograptus divaricatus salopiensis* de edad Caradociana superior (Katiano bajo). Quedando definida entre lapso Darriwiliano-Katiano bajo.

Mencionar que, si bien la Formación Gualcamayo y Formación Los Azules son dos unidades estratigráficas diferenciadas formalmente por criterios bioestratigráficos, en este trabajo se las considerará de manera conjunta con el nombre Formación Gualcamayo, dado que, desde una perspectiva de estratigrafía genética, ambas responden al mismo evento en la evolución de la cuenca ordovícica.

2.2.2.3 Grupo Trapiche

El Grupo Trapiche aflora exclusivamente en la Precordillera septentrional, al norte de la latitud del río Jáchal, y está representado por las formaciones Las Vacas, Las Plantas y Trapiche. Su depocentro se localiza al oeste de Guandacol, donde alcanza espesores superiores a los 1.000 metros en la sierra de Trapiche. Hacia el sur, en el flanco occidental del cerro Potrerillo, el espesor se reduce a aproximadamente 300 metros, debido a la erosión vinculada a la Orogenia Chánica. Este grupo se apoya discordantemente sobre las pelitas graptolíticas de la Formación Gualcamayo, y es cubierto en discordancia por unidades del Carbonífero (Furque 1963).

Se trata de una sucesión clástica, de talud, que se puede resumir en una primera porción compuesta de conglomerados y olistostromas (Formación Las Vacas) (Furque 1963, Astini *et al.* 1998), o alternativamente por pelitas negras, vaques con bloques (Formación las Plantas) (Furque 1963, Astini *et al.* 1998), sobre las que se establecen los depósitos de la Formación Trapiche (Furque 1963), una muy espesa pila de turbiditas y flujos en masa de talud.

En el área de trabajo, el Grupo Trapiche se encuentra en el Cerro Potrerillo, sobre su flanco occidental, en las cercanías del puesto Potrerillo, a unos 15 km al noreste de la ciudad de Jáchal. Allí afloran en conjunto las formaciones Gualcamayo, Las Plantas y Trapiche, totalizando más de 400 metros de espesor (Benedetto *et al.* 1991, Albanesi *et al.* 1995). En este sector, los conglomerados de la Formación Las Vacas no están presentes. Otro afloramiento de este grupo se da en los alrededores del Río Gualcamayo al Norte del área de estudio, en donde se hacen presente la Formación Trapiche en contacto con la Formación Gualcamayo falla mediante.

Las formaciones Las Vacas y Las Plantas poseen importante contenido orgánico, al igual que su infrayacente Formación Gualcamayo. Pérez *et al.* (2011) tomó más de cuarenta muestras de los afloramientos del norte del área Jáchal dieron valores de 0,3% a 5% de COT, y condiciones de regulares generadoras potenciales de hidrocarburos, en su estado actual de madurez avanzada. La Formación Trapiche, al igual que la Formación Yerba Loca, no ha demostrado poseer contenido orgánico de interés en las localidades muestreadas.

2.2.2.3.1 Formación Conglomerado Las Vacas

Siguiendo las pelitas de Gualcamayo/Los Azules le siguen una sucesión de conglomerados, areniscas y limolitas denominado Conglomerado Las Vacas. Su base se caracteriza por ser una superficie erosiva en el techo de Formación Gualcamayo. Astini (2003) definió por fauna de graptolites una edad de Darriwiliano tardío a Sandibiano temprano. En el área de estudio afloran al suroeste de la localidad de Guandacol y en el Cerro Viejo de Huaco en pequeñas dimensiones.

Litológicamente sus clastos son de composición ígnea, como granodiorita, tonalita, gabros y rocas volcánicas, rocas metamórficas y sedimentarias. Los conglomerados más antiguos se encuentran al noreste de la Precordillera de edad Darriwiliana, hacia el sur y oeste los niveles gruesos reemplazan a las pelitas negras en una edad Sandbiana. Esta unidad es equivalente a los niveles conglomerados al sur en la sierra de Villicum de la Formación La Cantera (Sandbiano) y La Pola (Katiano). El miembro inferior de la Formación Las Vacas (máximo 330m) incluye conglomerados masivos que hacia el techo gradan a una sucesión fina con buena estratificación de 120 metros.

2.2.2.3.2 Formación Las Plantas

Al techo de los Conglomerados Las Vacas, en la precordillera septentrional, pasan a una unidad de facies fangosas con presencia de olistostromas denominada Formación Las Plantas.

La Formación Las Plantas forma parte del Grupo Trapiche y aflora principalmente en la Precordillera septentrional de San Juan, al norte del río Jáchal, especialmente en la sierra de Trapiche y en el flanco occidental del cerro Potrerillo (Benedetto *et al.* 1991, Albanesi *et al.* 1995).

Litológicamente, la unidad está compuesta por una sucesión de pelitas negras y calcipelitas, en ocasiones con intercalaciones de areniscas finas de grano muy fino a fino. Además, contienen grandes bloques olistolíticos de 10 metros aproximadamente provenientes de la Formación San Juan y Gualcamayo. Las pelitas presentan una laminación paralela bien desarrollada, con estructuras sedimentarias que indican un ambiente de depósito de baja energía, interpretado como una plataforma externa o talud distal con condiciones anóxicas en el fondo marino (Astini *et al.* 1986, Albanesi *et al.* 1995).

El espesor total de la Formación Las Plantas varía regionalmente. En la zona del cerro Potrerillo, se registran espesores del orden de 200 a 250 metros, aunque este valor puede aumentar notablemente en el depocentro de la sierra de Trapiche, donde alcanza más de 400 metros (Benedetto *et al.* 1991, Pérez *et al.* 2011).

Estratigráficamente, la Formación Las Plantas descansa en concordancia con la Formación Las Vacas o en discordancia sobre las pelitas de la Formación Gualcamayo y es cubierta por la Formación Trapiche, también en discordancia (Furque 1963). Su base puede ser transicional en algunos sectores, aunque con marcada discontinuidad regional.

Desde el punto de vista paleontológico, esta formación contiene una fauna fósil relativamente rica, compuesta por graptolitos (Turner 1960, Ortega y Brussa 1990, Benedetto *et al.* 1991), trilobites (Harrington y Leanza 1957, Astini *et al.* 1986), braquiópodos (Benedetto 1995) y bivalvos (Sánchez 1990). Esta asociación ha permitido asignarle una edad Darriwiliana (Ordovícico Medio), aunque algunos autores sugieren un rango algo más amplio que incluye parte del Floiano superior (Albanesi *et al.* 1995, Mestre 2012).

2.2.2.3.3 Formación Trapiche

La Formación Trapiche constituye una unidad siliciclástica de edad Ordovícica Superior (Katiano), que aflora principalmente en la sierra del Trapiche. Yace sobre los conglomerados gruesos y sobre las lutitas locales de la Formación Las Plantas, compuestas litológicamente, por una poderosa sucesión de areniscas cuarzosas, dispuestas en secuencias turbidíticas clásicas de Bouma, intercaladas con turbiditas fangosas. Las secuencias presentan estructuras sedimentarias bien desarrolladas como gradación normal, laminación paralela y ondulitas, que permiten interpretarlas como depósitos de un ambiente de abanico submarino medial a distal (Thomas *et al.* 2015; Thomas y Astini 2007). En su localidad tipo de la Sierra del Trapiche, su espesor alcanza los 1250 metros (Thomas *et al.* 2015). En el este de la Precordillera, esta unidad no presenta olistolitos.

Estratigráficamente, la Formación Trapiche reposa en concordancia sobre la Formación Las Vacas, y en contacto tectónico con la Formación Gualcamayo, truncando un sistema de pliegues y fallas de piel fina desarrollado previamente (Thomas y Astini 2007). Esta relación evidencia un cambio tectónico mayor vinculado al avance del sistema de cabalgamientos. La unidad, a su vez, es sobrepuesta por una nueva discordancia angular, por encima de la cual se depositaron sedimentos carboníferos.

El contexto tectónico y sedimentológico sugiere que la Formación Trapiche representa un depósito sinorogénico vinculado a un estadio avanzado del desarrollo del sistema de fajas plegadas y corridas de la Precordillera, posiblemente relacionado con la Orogenia Oclóyica (Astini *et al.* 1995, Keller *et al.* 1998). Su desarrollo turbidítico, la arquitectura del abanico y la magnitud de la discordancia basal sustentan la interpretación de un contexto de cuenca de antepaís en evolución, probablemente asociada al acoplamiento progresivo entre la Precordillera y el margen gondwánico.

2.2.3 Segunda cuenca de antepaís de edad silúrica devónica

2.2.3.1 Grupo Tucunuco

2.2.3.1.1 Formación La Chilca

La Formación La Chilca (Cuerda 1966) aflora ampliamente en la Precordillera de Jáchal, pero en el área de estudio se encuentra limitada al Cerro Viejo de Huaco, donde se encuentra en discordancia sobre la Formación San Juan, aunque en las facies occidentales puede apoyar sobre la Formación Los Azules. Su techo es concordante y transicional con la Formación Los Espejos. Su espesor varía entre los 150 y 300 metros según la localidad (Astini y Piovano 1992).

Litológicamente, está compuesta por una sucesión granodecreciente de ortocuarzitas, cuarcitas calcáreas, arcilitas y limolitas, iniciando en muchas secciones con un conglomerado oligomítico maduro de clastos de chert y cuarzo en matriz arenosa. Astini y Piovano (1992) reconocieron diversas facies organizadas en dos secuencias depositacionales: una inferior, de plataforma interna a infralitoral, y otra superior, en transición a ambientes de playa. Estas evidencias permiten interpretar a la unidad como una plataforma arenosa desarrollada durante un ciclo transgresivo-regresivo temprano.

El contenido fósil es escaso, pero incluye graptolitos como *Climacograptus putillus*, *C. aff. medius*, y *Monograptus atavus*, entre otros, lo cual ha permitido asignar a la unidad una edad silúrica, específicamente entre el Llandoveryano inferior y el Wenlockiano temprano (Cuerda 1985, Benedetto *et al.* 1986b).

2.2.3.1.2 Formación Los Espejos

La Formación Los Espejos (Cuerda 1966) aflora ampliamente al oeste de Jáchal, en la Precordillera sanjuanina, donde alcanza sus mayores espesores, sin embargo, en el área de trabajo se limita al dorso del Cerro Viejo de Huaco. Se apoya en forma concordante sobre la Formación La Chilca y su contacto superior es también concordante y transicional con la Formación Talacasto. Está compuesta principalmente por limolitas, lutitas, areniscas finas y calizas arenosas, con frecuentes bancos de coquinas, que indican una sedimentación dominada por condiciones marinas relativamente calmas.

Desde el punto de vista paleoambiental, Astini y Piovano (1992) interpretaron que esta unidad se depositó en un ambiente de plataforma fangosa en condiciones transgresivas-regresivas, sobre la plataforma arenosa previamente desarrollada por la Formación La Chilca. Reconocieron tres subambientes principales: plataforma sin influencia de oleaje, plataforma interna con influencia de tormentas y una zona transicional dominada por eventos de tormenta.

Las facies incluyen pelitas laminadas, pelitas bioturbadas, areniscas laminadas y estructuras tipo tempestita.

En cuanto a su contenido fósil, la Formación Los Espejos es particularmente rica en fauna, incluyendo monograptidos como *Monograptus uncinatus notouncinatus*, *M. leintwardinensis var. incipiens* y *M. argentinus*, que han permitido asignar a esta unidad una edad que va del Wenlockiano (Silúrico medio) al Pridoliano (Silúrico tardío) (Cuerda 1969, 1973). También se registran braquiópodos, cefalópodos y pelecípodos con valor estratigráfico, tales como *Atripina acutiplicata*, *Australina jachalensis*, *Clarkeia antisiensis* y *Leptaena argentina*.

En conjunto con la Formación La Chilca, el Grupo Tucunuco corresponde a una etapa de antepaís subalimentada, desarrollando dos megasecuencias granoestratoecientes de ambientes de plataforma con alta capacidad de redistribución y baja tasa de sedimentación (Astini 2005).

2.2.3.2 Grupo Hualilan

2.2.3.2.1 Formación Talacasto

La Formación Talacasto (Padula *et al.* 1967) aflora en continuidad con la Formación Los Espejos, sobre la cual se apoya en forma concordante, mostrando un pasaje transicional hacia la Formación Punta Negra cuando ésta está presente o mediante discordancia angular con depósitos neo paleozoicos y mesozoicos. Sus afloramientos son amplios y constituyen, junto con la unidad suprayacente, uno de los principales paquetes estratigráficos del Devónico en la Precordillera Central. A pesar de su gran presencia en la precordillera sus afloramientos en el área de estudio se limitan al Cerro Viejo de Huaco, siendo la única Formación representante del grupo.

Litológicamente, se caracteriza por una gran uniformidad dominada por lutitas, limolitas, wackes y areniscas de tonalidades verdes y azuladas, con intercalaciones ocasionales de conglomerados. Peralta y Baldís (1990) propusieron una subdivisión interna de la formación en cuatro miembros: lutitas verdes en la base, seguido por areniscas azules, luego areniscas nodulares, y finalmente un miembro superior compuesto por lutitas verdes y moradas. Por su parte, Astini (1991) definió seis facies sedimentarias que responden a un ambiente de plataforma fangosa, en condiciones de mar abierto con distintas influencias del oleaje. Estas facies incluyen desde fangolitas bioturbadas hasta calizas micríticas, agrupándolos en tres secuencias que reflejan transgresiones marinas con altos niveles relativos del mar.

El paleoambiente representado por la Formación Talacasto corresponde a una plataforma externa, de bajo gradiente y con marcada subsidencia, donde predominó la sedimentación pelítica durante el Devónico temprano. La transición vertical entre facies sugiere fluctuaciones en la energía del medio, posiblemente vinculadas a tormentas y variaciones eustáticas. Estas condiciones facilitaron la preservación de estructuras sedimentarias finas y bioturbación, lo que confirma un sistema marino relativamente estable. La presencia de abundantes wackes es indicativo de inmadurez textural y alta tasa de sedimentación, interpretándose como un estadio de cuenca de antepaís sobrealimentada (Astini 2005).

En cuanto al contenido paleontológico, la unidad es portadora de una fauna bentónica muy diversa en todos sus niveles. Entre los géneros registrados se destacan *Australocoelia*, *Australospirifer*, *Bellorophon*, *Chonetes*, *Dalmanites* y *Conularia*, que permiten asignar a la unidad una edad Devónica inferior. Aunque esta fauna aún no ha permitido establecer una zonación bioestratigráfica precisa, su presencia reafirma la correlación regional con otras unidades devónicas de la cuenca precordillerana.

2.2.4 Una tercera cuenca de antepaís neopaleozoica

2.2.4.1 Formación Guandacol

Furque (1956) define 2 unidades neopaleozoicas de edad pennsylvaniana denominadas Formación Volcán y Formación Panacam. Luego Limarino *et al.* (1986) define en el área del Anticlinal de Huaco como los equivalentes condensados del Grupo Paganzo, utilizando la nomenclatura ya previamente definida, Formación Guandacol y Formación Tupé. Comúnmente suelen considerarse estas dos nomenclaturas como equivalentes, pero cabe destacar que el límite entre Volcán y Panacam no es el mismo que el límite entre Guandacol y Tupé. Tal es así que, los niveles de carbón quedan comprendidos en la Formación Volcán según Furque, mientras que la otra nomenclatura los incluye en la Formación Tupé y no en Guandacol la cual es considerada la equivalente a Volcán. Pudiendo concluir Formación Guandacol es equivalente sólo en parte a la Formación Volcán.

Esta unidad está caracterizada por depósitos de origen glacial y postglacial. La primera sedimentación está representada por diamictitas y *dropstone* que van intercalando. Otra facie es la areno-conglomerádica desarrolladas en un medio glaciofluvial (Limarino *et al.* 2014a, Alonso y Muruaga 2015). Este paleoambiente representa la glaciación Gondwánica ocurrida durante el Pennsylvaniano, caracterizando al “Episodio Glacial II” de la “Edad de Hielo del Paleozoico Tardío” (López Gamundí *et al.* 1992, 1994). El pasaje de facies glaciales y

postglaciales ocurre de manera continua y con un arreglo grano estrato decreciente, evidenciando un retroceso de glaciares que culmina con un alto nivel del mar evidenciado por pelitas marinas con aporte continental. Seguido de este evento de máxima inundación de la cuenca se instala un sistema deltaico progradante, generando un arreglo grano estrato creciente con depósitos de canal a los topes de cada ciclo.

Los hallazgos fosilíferos de palinoflora en la localidad de Agua Hedionda sumado a dataciones absolutas permiten acotar esta unidad a una edad Serpukhoviano tardío- Bashkiriano temprano (Cesari *et al.* 2011).

Estratigráficamente cubre de manera discordante a las rocas del paleozoico inferior o medio evidenciando superficies con pavimentos estriados en las unidades sobre las que yacen las sedimentitas glaciogénicas del miembro inferior de Guandacol. Al techo de la Formación Guandacol, sobre las facies deltaicas postglaciales, se desarrolla una superficie erosiva de carácter regional, que marca el límite entre Formación Guandacol y Formación Tupé.

2.2.4.2 Formación Tupé

La Formación Tupé (Aceñolaza *et al.* 1971, Furque 1963) aflora con una distribución similar a Formación Guandacol. A veces mal denominada como equivalente a Formación Panacam, como ya se mencionó anteriormente, diferenciándose en su límite inferior.

Esta unidad comienza con areniscas, sabulitas y conglomerados que intercalan con pelitas y bancos carbonosos contenedores de fauna marina. Estos estratos areno-pelíticos corresponden a un ambiente marino-deltaico. En su sección inferior presenta bancos de arcosas gruesas de color blanco, que evolucionan a granulometrías más finas. hacia el techo presenta limolitas y arcilitas rojas violáceas. En general tiene un arreglo granodecreciente interpretada como depósitos de barra y canales de un sistema fluvial meandriforme, pasando por niveles deltaicos con dominio marino. La palinoflora obtenida de los niveles carbonosos en la localidad de Huaco permiten asignar esta unidad al Bashkiriano tardío - Moscoviano temprano.

Yace de manera concordante con la Formación Guandacol y pasa de manera transicional a Formación Patquía.

2.2.4.3 Formación Patquía

Definida por Furque (1963) como Formación Ojo de Agua al conjunto de estratos rojos de areniscas, conglomerados y pelitas. Equivalente a la secuencia de Paganzo II y a Formación Patquía. En este trabajo se utilizará la nomenclatura utilizada por Limarino (1986) de Patquía

para esta unidad, separando en miembro inferior Ojo del Agua y superior Vallecito. Chaia (1990) dio a conocer micro fósiles Cretácicos en el techo del Miembro Ojo del Agua, pudiendo diferenciar que, dentro de los estratos rojos, había una unidad pérmica, otra cretácica (ahora Formación Ciénaga de Río Huaco) y por último el miembro Vallecito (antes pérmico) ahora asignada al cenozoico. Entre estas unidades se encuentran superficies de erosión o no depositación, pero sin evidencia de angularidad (o muy leve) siendo de muy difícil distinción sus límites.

En la quebrada de la Herradura Perez Loizane (2014) describe a los estratos de Patquía como areniscas conglomeradas de geometría lenticular, separadas por potentes intervalos de pelitas y areniscas finas de color rojo intenso. En la ciénaga del Vallecito la Formación Patquia se inicia con conglomerados arcosos y areniscas depositados por sistemas de canales con un arreglo estrato-granodecreciente pero siempre intercalando con bancos arenos conglomerados. La sedimentación fue generada por un sistema fluvial, que va desde entrelazado de granulometría gruesa en la base, hasta meandriforme con buen registro de facies de planicies de inundación hacia el techo (Limarino *et al.* 1986).

Cesari y Gutierrez (2000) identificaron granos de polen pertenecientes a la Biozona *Fusacolpites fusus-Vittatina subsaccata* asignando una edad pennsylvanniana superior (Gzheliano) a Pérmico temprano (Cisuraliano) para la Formación Patquía. En el área de la quebrada de la Herradura y anticlinal de Huaco esta unidad cubre mediante discordancia erosiva a las sedimentitas marinas superiores de la Formación Tupé.

2.2.5 Extensión de retroarco y exhumación prolongada

2.2.5.1 Formación Ciénaga del Río Huaco

La Formación Ciénaga del Río Huaco era antes incluida dentro de secuencia Paganzo II de edad pérmica, luego Chaia (1990) y Limarino (2000) la asignaron al Cretácico por contenido fosilífero, y una datación en un nivel piroclástico al techo de esta unidad da una edad de 108 Ma para la Formación Ciénaga del río Huaco (Tedesco *et al.* 2007).

La secuencia está compuesta por una gruesa secuencia de capas rojas que se divide en 3 miembros en el área de la Ciénaga de Huaco según Limarino (2000). La sección basal se compone de conglomerados, areniscas y algunas pelitas; la parte intermedia son areniscas y pelitas intercaladas; y la última secuencia es dominada por areniscas finas, pelitas y limolitas, con niveles de yeso y algunas calizas o margas. El ambiente de depositación para la parte basal se la interpreta como un sistema fluvial con canales trenzados y meandriformes. La sección

media pertenece a canales fluviales efímeros cercanos a un lago y dunas eólicas. Por último, la interpretación para el miembro superior es de un lago hipersalino efímero con sedimentación clástica y evaporítica.

Se apoya de manera discordante sobre la Formación Patquía, mediante un nivel de conglomerados con clastos de cuarzo. Y su techo está marcado por una discordancia de leve ángulo con las areniscas de similar color de la Formación Vallecito.

2.2.6 Antepaís de la orogenia andina

2.2.6.1 Grupo Rio Huaco

2.2.6.1.1 Formación Vallecito

Esta unidad fue inicialmente incluida dentro de los estratos rojos de Paganzo II, luego fue considerada por Furque (1979) como de edad Triásica. Esto es debido principalmente a la escasez de fósiles dentro de esta unidad. Jordan *et al.* (1993) identificó intervalos de tobas de los cuales se tomaron muestras para dataciones de Ar39/Ar40 que dieron edades de $21,6 \pm 0.8$ Ma y $32,7 \pm 2.6$ Ma. Ubicando a la Formación Vallecito en el Oligoceno superior- Mioceno inferior.

Se constituye de areniscas finas entrecruzadas con algunas intercalaciones de lutitas y conglomerados finos a medios. Limarino (1986) interpreta esa unidad como un paleoambiente eólico con condiciones de aridez. Luego Milana (1993) describe depósitos de campos de dunas tipo barjanes, piramidales y complejas.

Estratigráficamente yacen sobre Formación Ciénaga del Río Huaco mediante una discordancia erosiva, que según algunos autores presenta un leve ángulo difícil de ver. Limita en su techo con la Formación Cerro Morado por discordancia erosiva.

2.2.6.1.2 Formación Cerro Morado

Esta unidad está constituida por conglomerados, brechas de composición andesíticas y mantos de andesitas y andesitas basálticas hacia el techo de la formación. En su parte media se intercalan niveles de areniscas con entrecruzamientos de gran escala. Fue interpretada como depósitos de abanico que rodeaban un aparato volcánico (Jordan *et al.* 1993a) que lateralmente cambiaban a depósitos eólicos. Milana (1993) describe estas oleanitas como dunas longitudinales y un campo secundario de dunas barjanoides.

Jordan (1993a) dataron un clasto de andesitas dentro de los aglomerados, se obtuvo una edad de $13,4 \pm 1,6$ Ma, por lo cual la edad de la Formación Cerro Morado no puede ser más antigua

que este valor. Se considera que la Formación Cerro Morado pertenece al intervalo entre 15 a 14 Ma, Mioceno medio.

Está limitada tanto en base como techo por discordancias erosivas con la Formación Vallecito y Formación Cauquenes respectivamente.

2.2.6.1.3 Formación Cauquenes

Definida por Borrello y Cuerda (1968) aflorando en el mismo sector que Formación Cerro Morado. Se compone de lutitas rojas, areniscas finas entrecruzadas de colores castaños que intercalan hacia el techo con niveles conglomerádicos. Se interpreta un paleoambiente correspondiente a un sistema fluvial con desarrollo de planicies de inundación cortados por depósitos de barras. Algunos niveles de conglomerados son interpretados como abanicos aluviales con zonas de aporte local. Se cree que el corrimiento de San Roque hizo de gran control para los altos topográficos e instalación de aparatos volcánicos.

Jordan *et al.* (1993) obtuvieron una edad promedio de $12,8 \pm 1,4$ Ma (Ar39/Ar40-4 cristales de plagioclasa) sobre una toba redepositada y ubicada entre las areniscas y los conglomerados del techo. Esta edad permite asignar la Formación Cauquenes al Mioceno medio.

Cubre en discordancia erosiva a la Formación Cerro Morado y se le sobreponen estratos Neógenos y cuaternarios mediante otra discordancia.

2.2.6.2 Grupo Pontón Grande

2.2.6.2.1 Formación Río Salado

Aflora en la sierra del Morado y en el norte de la Sierra de Villicum. El espesor medido en la Sierra del Morado, es de 200 m y sobreyace a unidades paleozoicas y mesozoicas, mediante una discordancia de bajo ángulo. Autores como Contreras y Baraldo (2017) nombran la presencia de esta unidad en la Sierra de Huaco. Esta unidad, está integrada por tres miembros: el inferior, conglomerádico de rodados de rocas sedimentarias que representa la base del Terciario, difíciles de distinguir con los conglomerados Jurásicos, con mala selección y geometría angular a subangular; el medio, con pelitas homogéneas marrones rojizos y con niveles de bentonitas y un nivel carbonatado con estromatolitos descritos por Cuerda *et al.* 1979. y el superior, con predominancia de areniscas y pelitas subordinadas (Milana 1991).

La interpretación paleoambiental de estos depósitos según Milana *et al.* (2003) sugiere un sistema aluvial efímero y poco canalizado, dominado por corrientes tractivas de alta energía y corta duración que generaron depósitos mal seleccionados y clasto-sostén, con estructuras como

mantos mantiformes y pavimentos de clastos para el primer miembro. La angularidad de los clastos y su composición indican una fuente local o para-local. Para el segundo miembro se reconocen planicies fangosas con evidencia de bioturbación, episodios de desecación y lluvias de ceniza que favorecieron la preservación de estructuras primarias. Y para el tercer miembro se interpreta una red de canales poco incisos y planicies asociadas a un abanico aluvial terminal de baja pendiente, afectado por crecientes episódicas en clima árido, con evidencias de crevasse-splays y retrabajo de paraclastos producto de la erosión de arcillas agrietadas previas.

Un nivel de bentonita, del miembro medio, fue datado por el método de traza de fisión, en la Sierra de Huaco, obteniendo una edad 17.0 ± 1.9 Ma (Tabbutt *et al.* 1987). Los resultados magnetoestratigráficos indican que el rango cronológico de esta formación es de 18 a 16 Ma, ubicándola en el intervalo Mioceno inferior alto – Mioceno medio (Milana 1991, Milana *et al.* 2003).

2.2.6.2.2 Formación Quebrada del Jarillal

Fue definida por Kelly (1962) como Formación del Jarillal, luego Cuerda (1981) propone ubicarla dentro del Grupo Pontón Grande y denominarla Formación Quebrada del Jarillal. Esta unidad y todo el grupo Pontón Grande se exponen en las Sierras de Mogna y del Morado formando parte de los núcleos de los Anticlinales de Niquivil, Las Salinas Sur y Las Salinas Norte.

Se compone de areniscas finas de composición feldespática de color parduscas y rojas intercaladas con pocas pelitas. Estas areniscas poseen geometría tabular con presencia de ondulitas, bioturbación y laminación horizontal. hacia la parte media las pelitas empiezan a tener una mayor presencia con espesores que llegan al metro (Goyberg 2018). Luego hacia el techo vuelven a dominar areniscas masivas con estructuras de carga. Milana 2003 la divide en miembro inferior, caracterizado por la aparición (desde abajo hacia arriba) de areniscas medias a gruesas con niveles guijarrosos a conglomerados y baja presencia de pelitas (color es debido a la presencia de componentes ferromagnesianos oxidados, hematita) y abundante yeso; Miembro medio de 30% limolitas 70% areniscas finas con gran presencia de yeso como nódulos y venas; el miembro superior presenta intercalación de areniscas finas a medias con pelitas. En su localidad tipo Cuerda (1984) se registró un espesor de 800 metros. En la Sierra de Huaco definen un espesor de 750 m (Beer *et al.* 1987) (Fig. 3).

Furque *et al.* (1999) interpreta al ambiente depositacional como un sistema fluvial entrelazado con desarrollo de planicies de inundación pélticas que fueron cortadas por la reactivación de

cursos canalizados. Milana *et al.* (2003) también interpreta a la parte superior de la formación como un sistema fluvial, pero de tipo efímero arenoso. Se encontraron fósiles de diversos mamíferos correspondientes a los géneros *Macroeuphractus*, *Caviodon*, *Lagostomopsis*, y *Pachyrucos* y muestras de reptiles del género *Testudo* (Kelly 1961). Huellas de tetradactilares de mamíferos cuadrúpedos del Neógeno han sido descritas por Krapovickas *et al.* (2011) como *Tacheria Troyana*.

Estratigráficamente yace en concordancia con la Formación Río Salado, y está cubierta de igual manera por la Formación Huachipampa (Furque *et al.* 1999). Johnson *et al.* (1986), Jordan *et al.* (1990) y Fernández y Jordan (1996) trabajaron con estudios magnetoestratigráficos y definieron un intervalo de depositación entre 14 y 10 Ma. Luego Fosdick *et al.* (2015) data circones detríticos entre 16 y 12,4 Ma (Serravaliense-Langhiense).

2.2.6.2.3 Formación Huachipampa

Definida por Kelly *et al.* (1962) como Formación de Huachipampa y correlacionada por Furque (1979) con Miembro Los Morados. Cuerda *et al.* (1981) realiza una descripción estratigráfica en la mal llamada Sierra de Mogna (Sierra del Morado) y cambia el nombre a Formación Huachipampa y la agrupa al Grupo Pontón Grande.

Forma parte de los limbos de los anticlinales de la Sierra de Mogna y Huaco y a la nariz del sinclinal cerrado de Huaco. Litológicamente está compuesta de areniscas finas a medias que intercalan con pelitas. Estas últimas hacen que la Formación Huachipampa no presenta grandes resaltes topográficos debido a su alta erosionabilidad. Se limita con Formación Quebrada del Jarillal con la aparición de la primera arenisca tobácea, en este primer miembro también se evidencian clastos sobredimensionados de dacitas angulosas. Luego le sigue un segundo grupo de facies de areniscas pardo marrones y un tercer grupo (80% de la formación) de niveles limo-arcillosos y limo arenosos con escasas tobas. Generalmente presenta un color gris blanquecino que contrasta notablemente con los pardo-rojizos de la Formación Quebrada del Jarillal (Goyberg 2018). Las facies y las estructuras sedimentarias sugieren un paleoambiente depositacional de tipo abanico aluvial distal, que tuvo engranajes laterales con depósitos de planicies aluviales o de playa lake (Jordan *et al.* 1990). Mientras que Milana *et al.* (2003) plantean la existencia del aporte de sistemas fluviales efímeros. Cuerda *et al.* (1984) propone un espesor máximo de 500 metros en el borde oriental de la planicie de Huachipampa. Johnson *et al.* 1986 describe en la Sierra de Huaco una potencia de 600 m (Fig. 3). Estratigráficamente la Formación Huachipampa cubre en concordancia de manera transicional a la Formación Quebrada del Jarillal y está cubierta de igual manera por la Formación Quebrada del Cura

(Furque *et al.* 1999). En base a estudios de magnetoestratigrafía, Johnson *et al.* (1986) determinaron que la Formación Huachipampa se habría depositado entre los 10,3 y los 8,4 Ma. Fosdick *et al.* (2015) realizaron estudios de circones detríticos para esta formación, obteniendo una edad de 9,6 Ma (Tortoniano), ubicándola en el Mioceno superior alto.

2.2.6.2.4 Formación Quebrada del Cura

Definida por Kelly *et al.* (1962) como Formación de la Quebrada del Cura. Luego en la Hoja Geológica 18c de Jáchal Furque (1979) la identifica como el Miembro Mogna, de la Formación La Pareja. Finalmente, Cuerda *et al.* (1981) la ubica dentro del Grupo Pontón Grande y la denomina como actualmente se la conoce Formación Quebrada del Cura, nomenclatura que sería usada más tarde por Furque *et al.* (1999). Aflorante en la Sierra de Mogna y Huaco, en el limbo oriental del Anticlinal Las Salinas continuando hacia el norte como parte del sinclinal asociado (Goyberg 2018).

Desde el punto de vista litológico, la unidad está conformada por intercalaciones de espesos bancos de areniscas de granulometría media a fina, acompañadas por pelitas en menor proporción. Su tonalidad gris resulta semejante a la observada en la Formación Huachipampa, aunque se distingue de ella por el mayor contenido arenoso y por presentar granos de mayor tamaño (Goyberg 2018). A diferencia de las areniscas tobáceas de aquella formación, estas poseen abundancia de minerales pesados (Milana *et al.* 2003). La base de la unidad está marcada por un primer nivel de areniscas líticas gruesas, seguido por un segundo tramo caracterizado por pelitas homogéneas con abundante yeso. Furque (1999) describe algunos bancos con geometría lenticular típica de depósitos canalizados, en donde a veces se incluyen conglomerados. Su espesor total fue estimado por Kelly (1962) por 900 metros, por Jordan *et al.* (1990) en 1315 metros y 1.450 m en la Sierra de Huaco por Johnson *et al.* (1986) (Fig. 3). Se interpreta el paleoambiente como canales pertenecientes a una red anastomosada provenientes de la Cordillera y las pelitas representan área de planicie fluviales (Milana *et al.* 2003).

Estudios magnetoestratigráficos y dataciones de circones fueron realizados en niveles de tobas (Johnson *et al.* 1986, Jordan *et al.* 1990 y Fosdick *et al.* 2015) y concluidos en ubicar a esta unidad en el Mioceno superior alto.

Estratigráficamente sus límites tanto de base como de techo son concordantes y transicionales con las Formación Huachipampa y Formación Río Jáchal respectivamente.

2.2.6.2.5 Formación Río Jáchal

Definida por Kelly *et al.* (1962) como la Formación del Río Jáchal. Luego Furque (1979) la asigna como el Miembro Río Paloma de la Formación La Pareja y ya en 1981 Cuerda *et al.* propone el nombre Formación Río Jáchal y la ubica dentro del Grupo Pontón Grande. Finalmente, Furque *et al.* (1999) en la Hoja Geológica de Jáchal 3169-II utiliza la nomenclatura de Formación Río Jáchal ubicándola dentro del Grupo Pontón Grande.

La litología aflorante en la Sierra de Huaco y Mogna está constituida por areniscas medias intercaladas con finos bancos de pelitas (coloración verdosa). Hacia el techo la dominancia de areniscas se hace aún mayor llegando a granulometrías gruesas e incluso a sabulitas que ocasionalmente se intercalan con conglomerados (Goyberg 2018). En la Sierra de Huaco presenta un espesor de 2.500 m, de los cuales, 1.500 m de espesor superior corresponde a conglomerados (Johnson *et al.* 1986). El citado autor interpretó esta unidad como depósitos de abanicos aluviales, compuesto por depósitos de barras de canal. Milana *et al.* (2003) propone una génesis por crecientes para la sección más fina, no por cauces confinados.

Estratigráficamente cubre a la Formación Quebrada del Cura de forma concordante y transicional y hacia la parte superior del perfil, y de manera concordante se hacen presentes los conglomerados de la Formación Mogna (Milana *et al.* 2003).

Estudios de trazas de fisión en circones de la parte basal de esta unidad fueron comparados con valores de métodos magnetométricos, concluyendo una depositación entre 6.25 y 2.75 Ma (Johnson *et al.* 1986). Milana *et al.* (2003) realizaron un análisis preciso de la historia de acumulación del Neógeno utilizando magnetoestratigrafía, dataciones absolutas, determinaciones de vertebrados fósiles y correlaciones con secciones vecinas, donde le asigna a la Formación Río Jáchal una edad de entre 6,5 y 4 Ma (Messiniense-Zancleanse) incluyendo el paso Mioceno-Plioceno.

2.2.6.2.6 Formación Mogna

Fue definida por Kelly *et al.* (1962) y luego estudiada por Furque (1979), Cuerda *et al.* (1981), Furque (1983), Furque (1999), Milana *et al.* (2003), entre otros. Múltiples veces esta unidad fue descrita como Formación El Corral e incluida dentro del Grupo Pontón Grande, no fue hasta 2003 que Milana las diferencia a las unidades de Formación Mogna y Formación El Corral, las cuales se interdigitan lateralmente al Norte del Río Jáchal. A fines prácticos, en este trabajo se consideraron ambas unidades como Formación Mogna.

Litológicamente está compuesta por potentes bancos de conglomerados masivos mayormente clastos soportados hasta de 17cm con una matriz arenosa media a gruesa, con predominio de clastos de rocas ígneas, y facies de arenas y gravillas, formando cuerpos laminares. Estos bancos intercalan con delgados niveles de areniscas y limolitas. Presentan una buena selección, alta redondez y esfericidad media. En la Sierra de Huaco presenta un espesor de 250 m y de 680 m en la Sierra del Morado. Se la interpreta como depósitos de una faja de canales fluviales entrelazados pertenecientes a un río permanente con llanuras de abundante vegetación. Hacia el techo, el mayor porcentaje de gravas provenientes de Precordillera podrían responder a un ambiente de bajada pedemontana, con sucesivos eventos de crecientes (Milana *et al.* 2003).

Estratigráficamente esta unidad cubre de forma diacrónica y neta, pero no es una discontinuidad ya que el conglomerado de base se afina hasta desaparecer de forma tal, que parte de la Formación Mogna se interdigita lateralmente con la Formación Río Jáchal (Milana *et al.* 2003) y está cubierta en discordancia angular por diferentes niveles de los depósitos de abanicos aluviales antiguos (Kelly 1962).

Johnson *et al.* (1986) asigna el contacto entre Formación Río Jáchal y Formación Mogna alrededor de los 2,6 Ma. Milana *et al.* (2003) utiliza la magnetoestratigrafía, dataciones absolutas, fósiles y correlaciones vecinas para asignar una edad entre 4 y 1.5 Ma (Piacense-Calabriense), ubicándola dentro del Plioceno superior temprano-Pleistoceno temprano para la Formación Mogna.

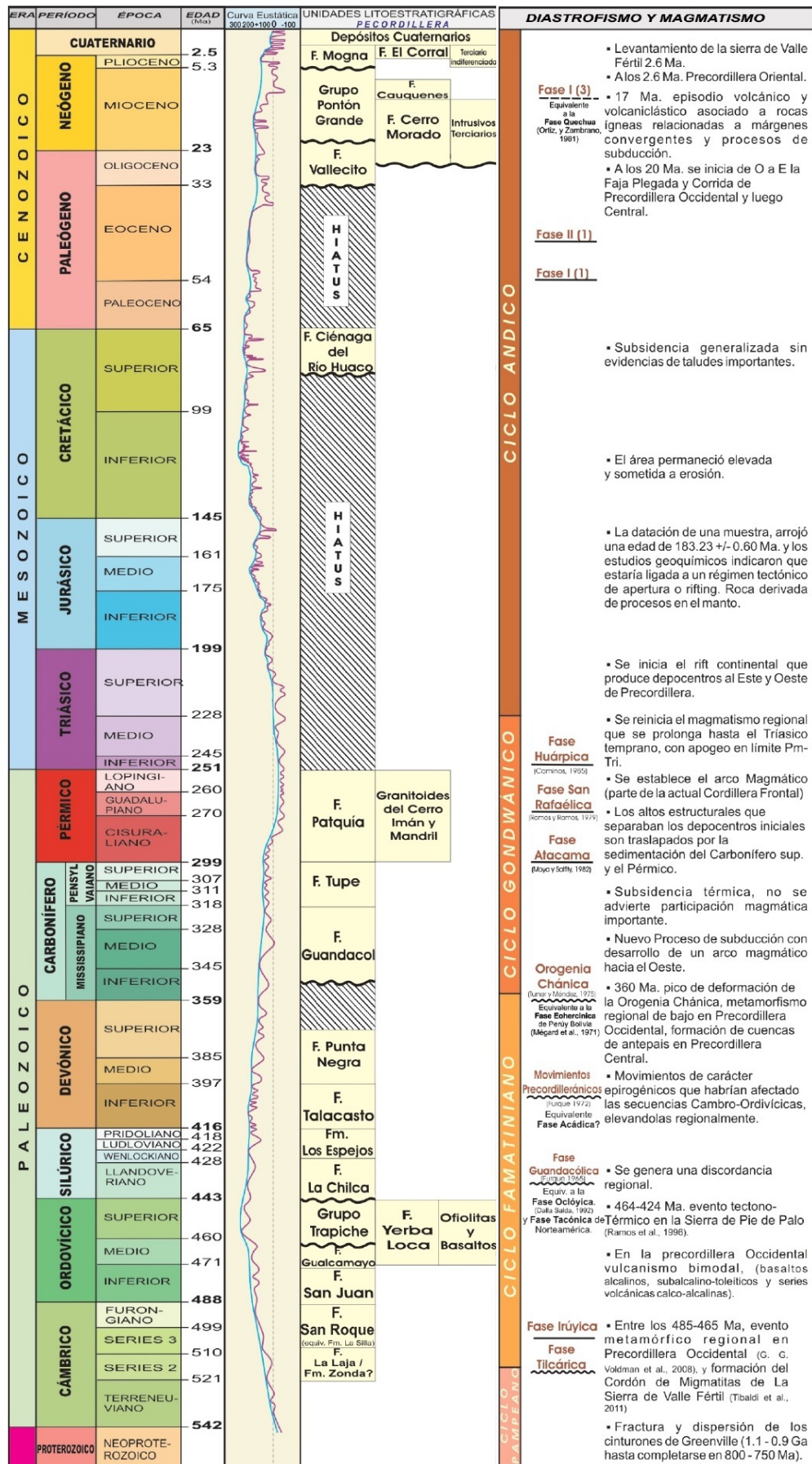


Figura 2: Cuadro tectono-estratigráfico resumido para el área de estudio. Tomado de Pérez et al. 2011

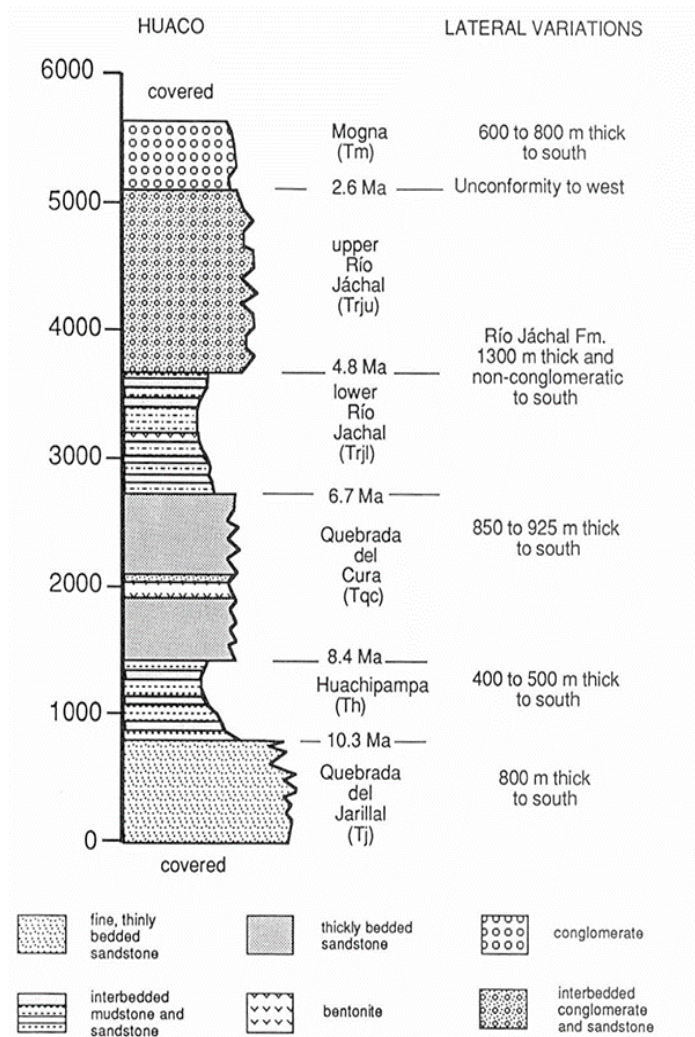


Figura 3: Columna estratigráfica de las unidades expuestas en la Sierra de Huaco pertenecientes al Grupo Pontón Grande. Tomado de Johnson et al. 1986.

2.3 Antecedentes estructurales

2.3.1 Marco estructural regional

El área de estudio incluye parte oriental de la Precordillera Central, Precordillera Oriental y el límite entre estos sistemas de vergencias opuestas, controladas por el marco de la subducción horizontal de la Placa de Nazca (Fig. 4). La subducción horizontal se estableció hace 10 Ma dando lugar a una migración hacia el este de la deformación y un cese de la actividad magmática, generando el levantamiento de la Precordillera y Sierras Pampeanas.

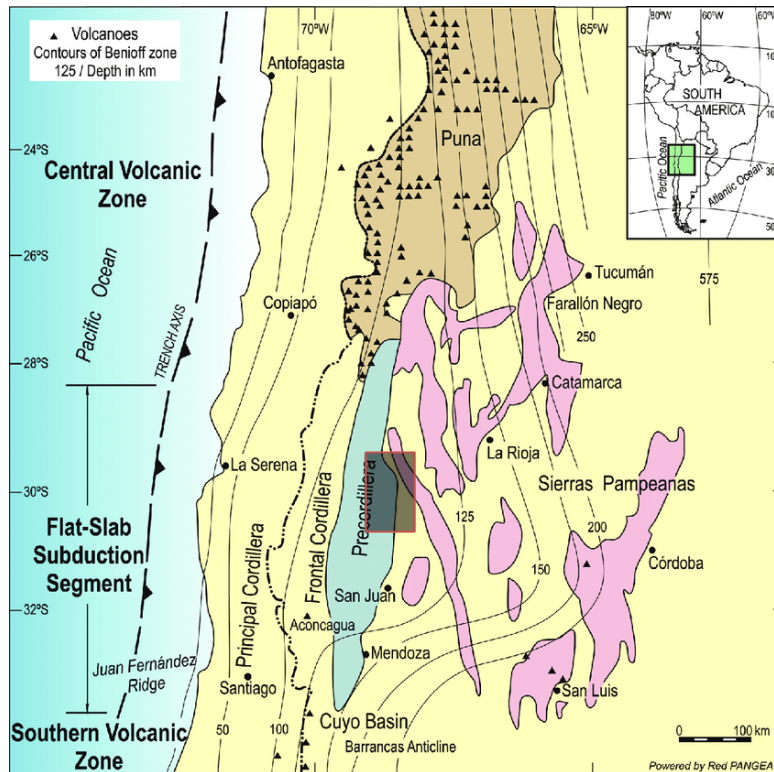


Figura 4: Mapa de ubicación regional. Indicación de isobatas de la placa oceánica de Nazca, principales levantamientos del basamento de las Sierras Pampeanas en color rosa y ubicación de la faja plegada y corrida de la Precordillera en celeste. En recuadro negro la zona de estudio. Tomado de Ramos 2009.

La Precordillera Central (PC) corresponde a un conjunto de corrimientos de rumbo meridional con vergencia oriental, donde solo la parte oriental de esta se hace presente en el área de estudio, incluyendo a los corrimientos San Roque y Niquivil, aflorantes en los faldeos orientales de las sierras. Jordan *et al.* (1993b) establece un orden secuencial de corrimientos en sentido al naciente, siendo estos últimos los más jóvenes. Cuando el corrimiento Niquivil fue frenado por la estructuración de la Precordillera Oriental dio lugar a corrimientos fuera de secuencias como Vallecito y de La Tranca. Allmendinger *et al.* (1990) determinó por sísmica un nivel de despegue de 15 km de profundidad, luego el mismo autor en 2014 propone 13.7 km para el nivel de despegue del sistema de PC, exponiendo las calizas de la Formación San Juan repetidamente.

La Precordillera Oriental se caracteriza por sus corrimientos meridionales con vergencia al poniente dando lugar a pliegues en superficie con asimetría de igual vergencia. Estos son los anticlinales de Niquivil, Las Salinas Sur, Las Salinas Norte, Los Pozuelos, Bumbula, La Chilca y el Anticlinal Bermejo en subsuelo. Corresponden a anticlinales y sinclinales estrechos de rocas Terciarias generados por pliegues por propagación de fallas. Toda el área es afectada por fallas de tipo *strike slip* que acomodan las deformaciones derivadas del esfuerzo principal. Su mayor concentración ocurre en los extremos de los pliegues, zona de mayor acomodación en la transferencia entre lo plegado y lo no plegado (Fig. 5).

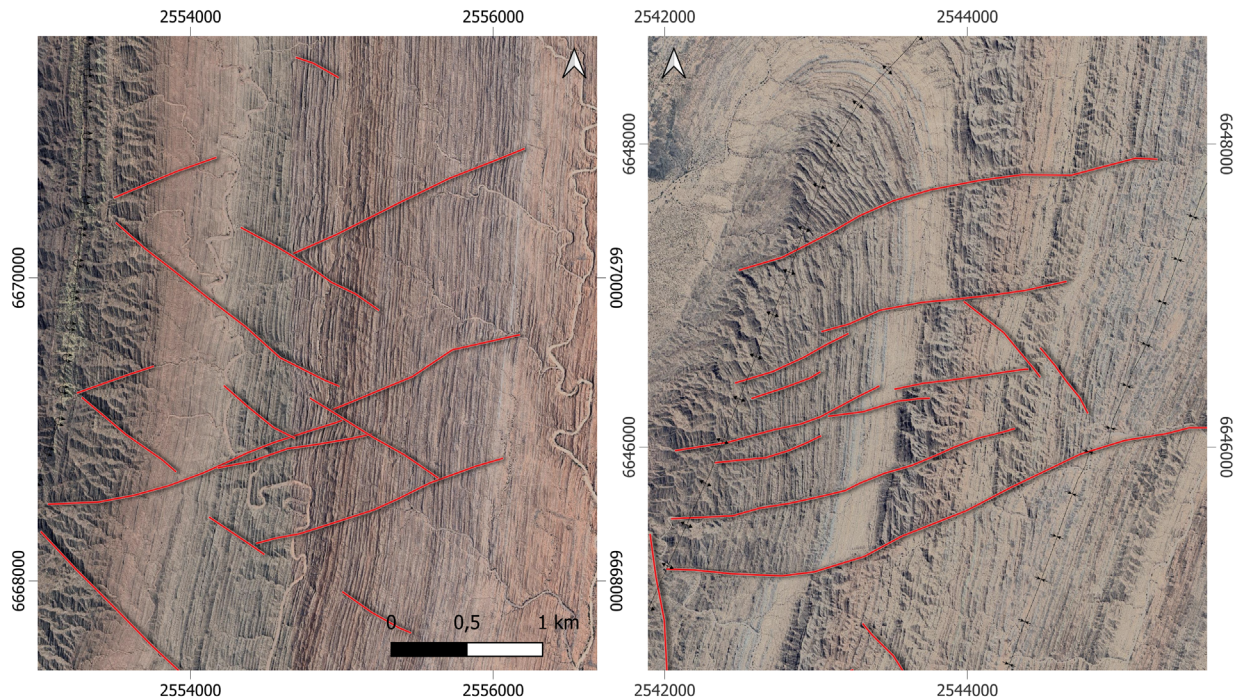


Figura 5: Fallas de strike slip de color rojo en los pliegues de POr. **Izquierda.** Anticlinal Las Salinas Norte. **Derecha.** Anticlinal Niquivil a la derecha. SRC: Posgar 94/2

Zapata *et al.* (1998) detectaron fábricas del basamento de POr de edad Paleozoica con 30° y 60° de inclinación al este las cuales controlan la estructuración actual. Propusieron niveles de despegue entre 13 y 20 km de profundidad (Fig. 6) por debajo de la POr y Sierra de Valle Fértil respectivamente, con origen asociado a eventos de edades Paleozoicas (oclóyico - chánico). A su vez proponen una columna sedimentaria de 12 km de edad Mesozoica y Cenozoica y una corteza intermedia altamente estructurada y estratificada posiblemente por herencia de procesos extensionales del Triásico y Cretácico.

Este basamento se encuentra controlado por grandes estructuras como el lineamiento Ambato, el cual acomoda lateralmente los cambios de rumbo de la Precordillera Oriental. El Valle de Bermejo tiene un arreglo consecuente al límite con la Sierra de Valle Fértil interpretado como un límite de terrenos. Para el Cenozoico Zapata *et al.* (1998) describe una columna de 10 km de espesor, valor superior al resto de los autores.

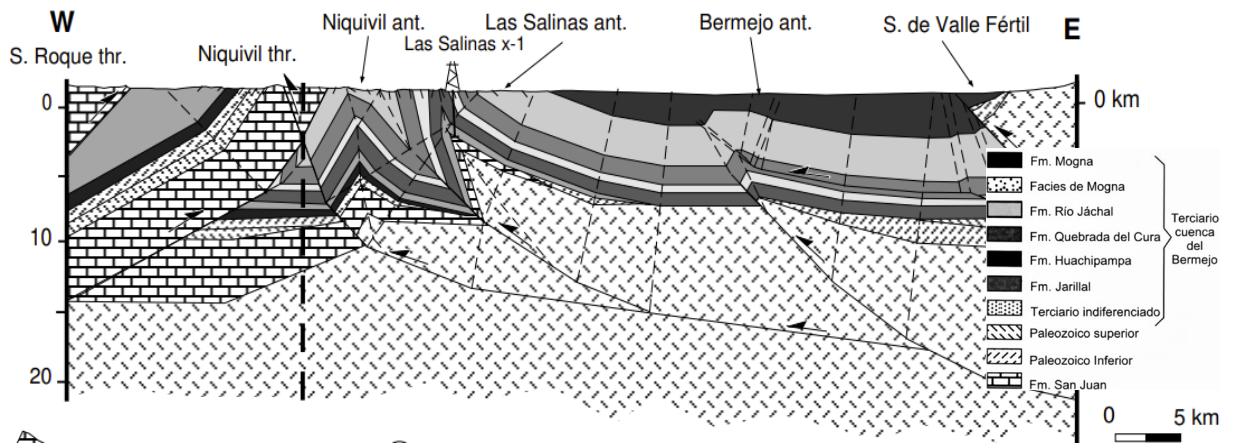


Figura 6: Sección geológica E-O de PC, POr y Sierra de Valle Fértil. Estructuración de triángulo tectónico de piel gruesa. Tomado de Zapata y Allmendinger 1998.

Para el límite entre PC y POr, Jones (1982) lo describe superficialmente como un triángulo tectónico de estilo Alberta, el cual no involucra basamento en la deformación y está compuesto por *stack* de *dúplex* que constituyen la cuña intracutánea. Sin embargo, Zapata y Allmendinger (1996) proponen un modelo de zona triangular de piel gruesa, el cual no forma *dúplex* en profundidad y los *targets* exploratorios para la búsqueda de hidrocarburos deben ser trampas estratigráficas y acuñamientos. La participación de basamento en la estructura de Precordillera Oriental fue propuesta por Baldis y Chebli (1969), Ortiz y Zambrano (1981), Allmendinger et al. (1990) y Von Gosen (1992). Las principales evidencias para esto son la profundidad a la que ocurren los terremotos en la Precordillera Oriental, de 20 a 30 km indicando la deformación activa del basamento y, sumado a esto, la fábrica de basamento observada en líneas sísmicas coincide con los ejes de los anticlinales en superficie.

Autores como Constantini *et al.* (2015), Giampaoli y Spath (2015) y Calegari *et al.* (2020) coinciden en que el basamento no está involucrado en la deformación de Precordillera Oriental. Sostienen un inicio de la estructuración de la POr en simultáneo con los últimos corrimientos en secuencia de la PC (Corrimiento Niquivil), proponiendo una edad más antigua que 2.6 Ma para la conformación de la POr. Esto dio lugar a la hipótesis de una zona triangular de piel fina, caracterizada por un techo pasivo estructurado cuyas láminas afloran con vergencia occidental y punto ciego a 12 km de profundidad (Fig. 7). Siendo hace 2.6 Ma las reactivaciones que plegaron y fallaron las unidades más modernas e incluyen la deformación del basamento, dando lugar a estructuras de piel gruesa.

Constantini *et al.* (2015) propone que este primer pulso de deformación (antigüedad mayor a 2.6 Ma) género las primeras estructuras de POr las cuales fueron erosionadas por la discordancia terciaria, para luego ser reactivadas en los últimos 2.6 Ma. En este trabajo no se

han podido evidenciar estratos de crecimientos para las unidades basales del Grupo Pontón Grande, que demuestren la estructuración prematura al plioleistoceno.

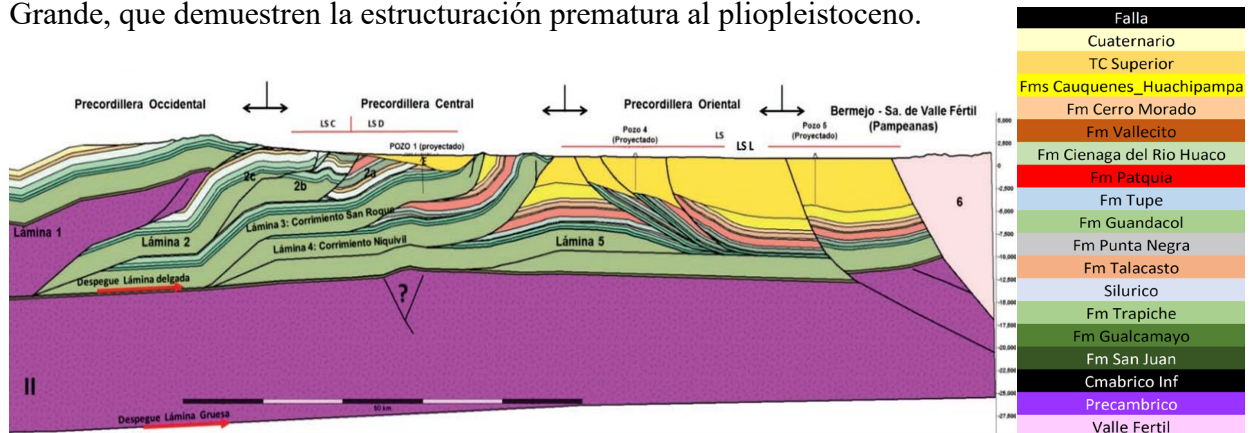


Figura 7: Corte E-O de Precordillera hasta la Sierra de Valle Fértil, modelo de piel fina para la POr. Tomado de Constantini et al. 2015.

La exhumación de la POr por corrimientos de vergencia occidental ha sido registrada en trazas de fisión de apatito en el Anticlinal Las Salinas por Fosdick *et al.* (2015), con una edad plioleistocena.

Mardones *et al.* (2020) proponen que la Precordillera Oriental se comenzó a levantar hace 5 Ma absorbiendo el acortamiento andino en conjunto con la deformación del sistema pampeano. Estimaron un nivel de despegue más somero para la Precordillera, de unos 6,5 km de profundidad.

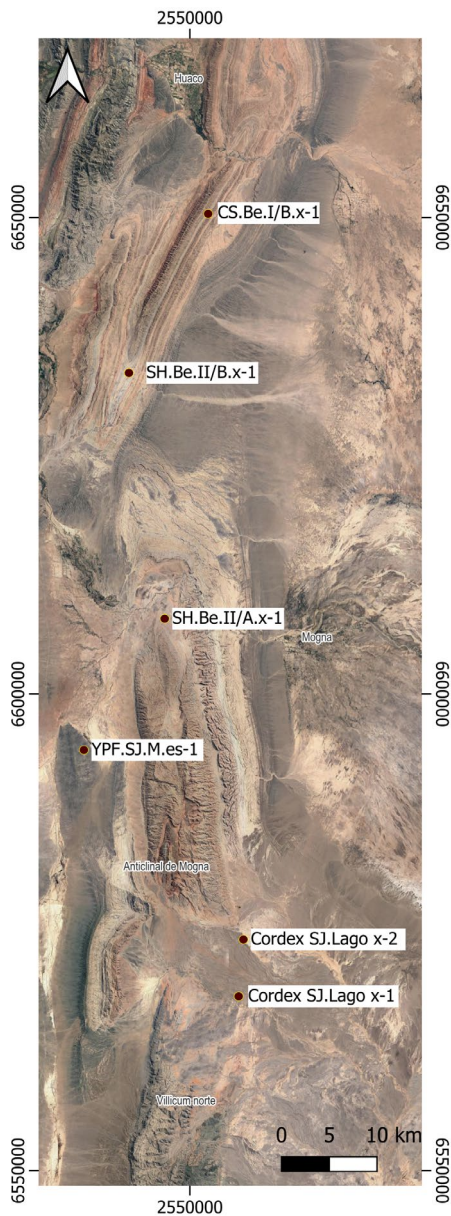


Figura 8: Ubicación de pozos que superaron los estratos del Cenozoico. SRC: Posgar 94/2

En Precordillera Oriental los afloramientos pre neógenos son escasos. Solo se conocen los niveles correspondientes al Ordovícico de la Sierra de Villicum seguidos por el Silúrico. Niveles del Paleozoico medio y superior son interceptados por los pozos Lagos x-1 (CordeX SJ.Lago x-1) y Lagos x-2 (CordeX SJ.Lago x-2) y aflorantes en el Anticlinal de Mogna (Fig. 8), en donde también afloran capas jurásicas. Rocas mesozoicas fueron registradas en subsuelo únicamente en el pozo Matagusanos (YPF.SJ.M.es-1), pasando a calizas ordovícicas. Niveles del Paleozoico superior son identificados en el pozo Sierra del Morado x-1 (SH.Be.II/A.x-1). Todas estas unidades yacen sobre las calizas cambro ordovícicas, las cuales se han logrado identificar en los pozos Las Salinas (CS.Be.I/B.x-1) y Niquivil Este (SH.Be.II/B.x-1), sobre estos niveles calcáreos se apoyan depósitos del Grupo Pontón Grande mediante discordancia angular. Hacia el norte de la cuenca, los pozos confirman la discordancia del Grupo Pontón Grande sobre la plataforma calcárea, lo que evidencia una importante actividad erosiva. A su vez, se observa que hacia el sur aumenta la presencia de unidades pre-discordancia terciaria, lo que coincide con la disminución del espesor de la columna terciaria, sugiriendo una menor erosión vinculada a la discordancia terciaria en el sector meridional de la Cuenca del Bermejo.

2.3.2 Marco estructural local

La evolución de la zona de estudio está directamente vinculada al desarrollo de la cuenca de antepaís de Bermejo, cuya formación se inicia entre los 20 y 19 Ma con la activación de los primeros corrimientos en la Precordillera Occidental, lo que dio lugar a tres etapas geomórficamente diferenciadas (Mardonez *et al.* 2020). En una primera fase, la cuenca funcionó como un antepaís simple, con mayor profundidad hacia el oeste como respuesta a la sobrecarga generada por el apilamiento de corrimientos en la Cordillera Frontal y Principal. Posteriormente, la cuenca adoptó una configuración simétrica, con máxima acumulación en su

parte central, asociada al levantamiento simultáneo de la Precordillera y las Sierras Pampeanas, lo que generó un equilibrio de cargas entre ambos sistemas. Finalmente, hasta la actualidad, la región evolucionó hacia un antepaís fragmentado, caracterizado por una geometría asimétrica con espesores mayores hacia el este y el desarrollo de múltiples subcuencas independientes (Mardonez *et al.* 2020).

La POr está compuesta principalmente por 5 anticlinales, de Oeste a Este, Niquivil, Las Salinas Sur, Las Salinas Norte, Los Pozuelos y Bermejo, este último en subsuelo de la cuenca del mismo nombre. Todos ellos, exceptuando a Las Salinas Norte, han sido objetivo de exploración de hidrocarburos, pero ninguno tuvo resultados prometedores más que rastros de petróleo y gas. El Anticlinal de Niquivil presenta una orientación NNE–SSO, con un flanco occidental de alto ángulo inclinado al oeste y un flanco oriental más tendido hacia el este. Se trata de un pliegue de doble inmersión, con charnela cerrada; el flanco oriental buza entre 56° y 72° al este, mientras que la superficie axial muestra una variación de inclinación a lo largo del rumbo, pasando de 80° al este a casi vertical.

El Anticlinal Las Salinas Sur, que constituye la continuación hacia el norte del Niquivil, también es de doble inmersión y presenta una clara vergencia occidental, con estratos volcados. Su orientación es similar a la del anticlinal precedente, extendiéndose unos 5 km hacia el norte. En este caso, el flanco oriental buza entre 75° y 45° al este, mientras que el occidental está formado por capas volcadas con inclinaciones de 67° – 89° al este, que disminuyen progresivamente hasta unos 56° al oeste en las proximidades del eje sinclinal. Por su parte, el Anticlinal Las Salinas Norte difiere de los anteriores al presentar una orientación N-S, controlada por una falla de desgarre que lo separa de las otras estructuras y permite su acomodamiento (Goyberg 2018).

Estructuralmente el Anticlinal Los Pozuelos está orientado meridionalmente con vergencia al oeste, con un flanco oriental entre 10 y 15° de buzamiento y alcanza inclinaciones de 60° al occidente, plano axial inclinado al Este a 10 – 15° con 15 km de largo, 4 km de ancho y cierre en las 4 direcciones. Es el pliegue con menor complejidad estructural y esta fallado al oeste en subsuelo. Esta estructura fue perforada por YPF en el año 1973 por el pozo llamado Los Pozuelos x-1(I) que atravesó 5.130 m de terciario. Se midió un buzamiento de 9° al Este entre la profundidad de 4.478 y 4.906 metros, muy similar a mediciones en superficie, atravesando un espesor real de apenas un poco más de 5 km. La columna perforada va desde Formación Río Jáchal (100 metros debajo su techo) hasta la parte cuspidal de Formación Huachipampa. En el

informe realizado por YPF estiman 1000 metros más para salir del Neógeno, suponiendo una columna de más de 6 km de espesor o por repetición tectónica.

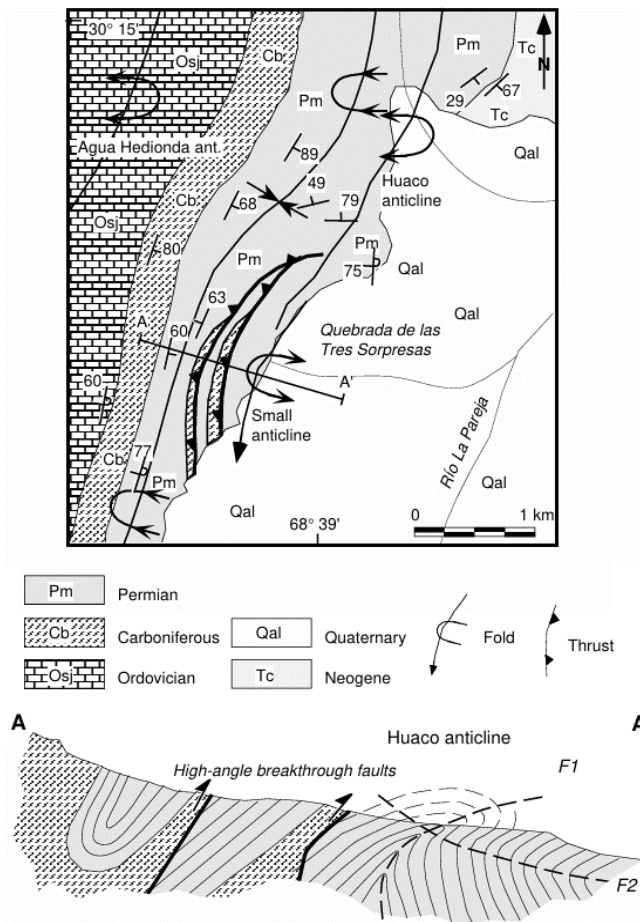


Figura 9: Mapa geológico de la Quebrada de las Tres Sorpresas y una sección esquemática AA' que muestra el patrón de interferencia producto del replegamiento del pliegue de Huaco con vergencia al este (F1) por un pliegue de vergencia al Oeste (F2). Tomado de Allmendinger *et al.* 1996.

La orientación axial del pequeño anticlinal es paralela a la orientación de los pliegues mayores en la Precordillera Oriental y presenta la misma vergencia. Por lo tanto, Allmendinger *et al.* (1996) concluyó que el último episodio de deformación en el área de la Quebrada de las Tres Sorpresas está relacionado con el sistema deformacional de la Precordillera Oriental.

La convergencia de estos sistemas genera una zona triangular donde se superponen y deforman mutuamente, formando una estructura compleja con características de ambos estilos tectónicos. Zapata y Allmendinger (1996) dividieron esta zona triangular en tres segmentos, según la interacción y actividad de los sistemas de deformación: (I) Zona Independiente: En este segmento, los sistemas de deformación de la PC y PO_r operan de manera independiente, sin una interacción significativa, tal como ocurre a la altura de Tucunuco. (II) Zona de Interferencia Tardía: Aquí, la deformación de uno de los sistemas comienza a afectar al otro, pero la

El valle de la Quebrada de las Tres Sorpresas ubicado en la parte sur del Anticlinal Huaco es una zona estudiada por Allmendinger *et al.* (1996) donde demuestra la interferencia entre estructuras de sistemas con vergencias opuestas. Un anticlinal relativamente pequeño, con vergencia hacia el oeste, ha replegado el flanco oriental del Anticlinal Huaco (Fig. 9). Los ejes de los pliegues de ambos anticlinales son casi paralelos, pero el Anticlinal Huaco, con vergencia hacia el este, se sumerge hacia el norte, mientras que el anticlinal con vergencia hacia el oeste se sumerge hacia el sur. La geometría corresponde a un pliegue superpuesto, en el que los dos ejes son paralelos, pero los planos axiales forman ángulos altos debido a que F1 y F2 tienen vergencias opuestas (Ramsay 1967). La

interacción es limitada y ocurre en etapas diacrónicas. Tal es el caso de la Quebrada Tres Sorpresas. (III) Zona de Colisión: En este segmento, los sistemas de deformación convergen directamente, interactuando de manera significativa, formando estructuras complejas debido a la superposición de las deformaciones y generando corrimientos fuera de secuencia.

Estos autores proponen que los corrimientos fuera de secuencia son debido al control que tiene el sistema de piel gruesa frente al de piel fina, frenando su avance y limitando su deformación mediante corrimientos fuera de secuencia, acumulando la complejidad estructural en la Precordillera Central.

Según Voldman *et al.* (2010) los afloramientos más orientales del Paleozoico inferior no presentan anomalías térmicas que puedan vincularse con un proceso de acreción. Sin embargo existen múltiples evidencias que pueden dar lugar a la interpretación de una faja plegada y corrida del Ordovícico Superior (Oclóyica) en el subsuelo de la Precordillera Oriental (Fig. 10), tales como la introducción de una cuña elástica sobre las calizas (Astini *et al.* 1995), un pico de metamorfismo en 470-460 Ma en Sierras Pampeanas y Famatina (Baldo *et al.* 2001), el cese de la actividad de arco de Famatina (Thomas y Astini 2003) y las evidencias de una faja plegada y corrida con vergencia al oeste en el norte de la Precordillera (Thomas y Astini 2007).

Goyberg (2018) trabajó en el área límite entre los anticlinales Las Salinas Sur y Las Salinas Norte, definiéndolos como pliegues asimétricos con alto ángulo hasta rebatidos al flanco occidental, usualmente limitados por fallas inversas de alto ángulo y con un nivel de despegue somero (2km) en los niveles pelíticos de la Formación Río Salado. Según lo propuesto por el citado autor, la inflexión que presenta la traza de la faja plegada y corrida en el sector comprendido entre los anticlinales Las Salinas Sur y Las Salinas Norte podría explicarse a partir de un modelo estructural con despegue profundo, ubicado aproximadamente a 12 km de profundidad. En este contexto, el autor plantea la existencia de dos rampas frontales, vinculadas entre sí mediante una falla de desgarre que habría actuado como estructura transferente.

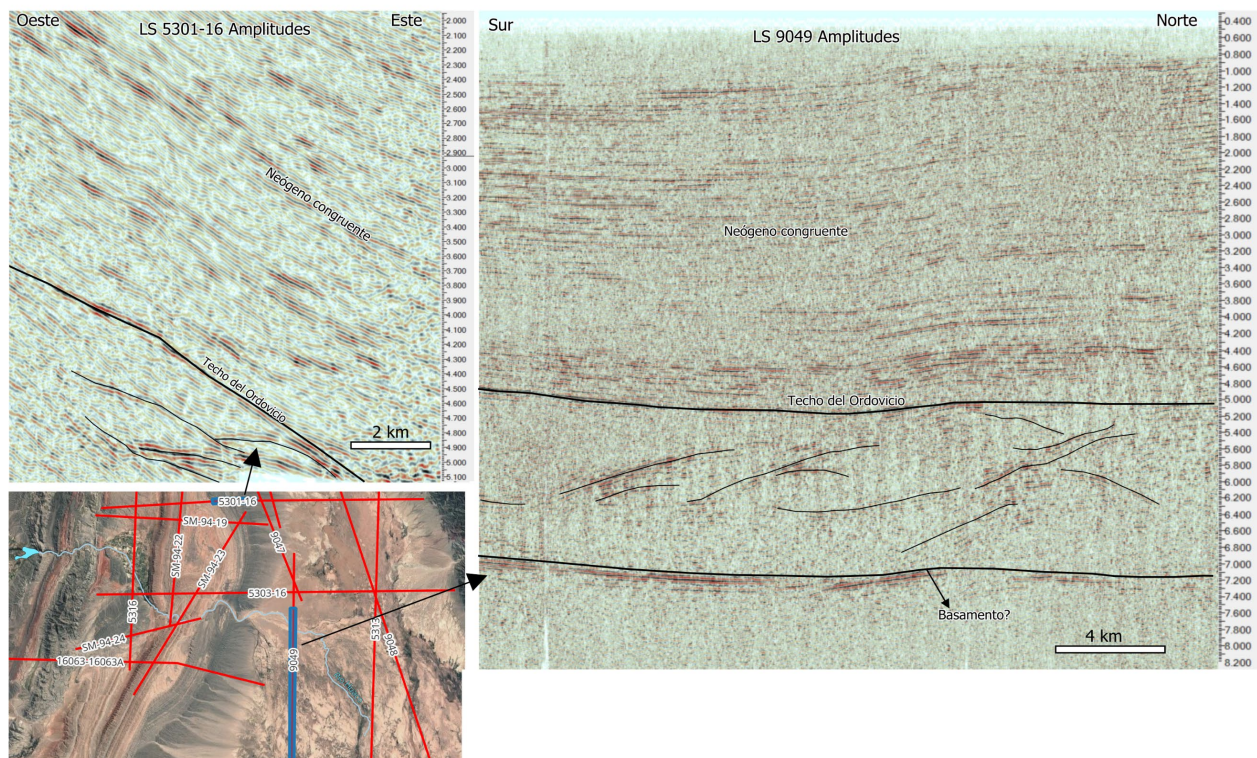


Figura 10: Líneas sísmicas donde se observa en profundidad geometrías interpretadas como una faja plegada y corrida, coincidente con el techo del Ordovícico en el pozo Las Salinas.

Mardonez *et al.* (2020) propone un desplazamiento de 4km para el corrimiento que dio lugar al Anticlinal de Niquivil y 1 km para el corrimiento que dio lugar al Anticlinal de Las Salinas Sur. El nivel de despegue considerado en este modelo para la Precordillera Oriental es de 7 km, más somero que trabajos previos. Aun así, consideran la participación de basamento en dicha estructuración.

La actividad neotectónica, continúa activa en la Precordillera Oriental lo cual se evidencia a través de escarpas de fallas jóvenes cerca de la localidad de Niquivil (Zapata y Allmendinger 1993).

Basado en la fotointerpretación y recopilación de antecedentes exploratorios, estratigráficos y estructurales se generó un mapa geológico para el área de estudio (Fig. 1)

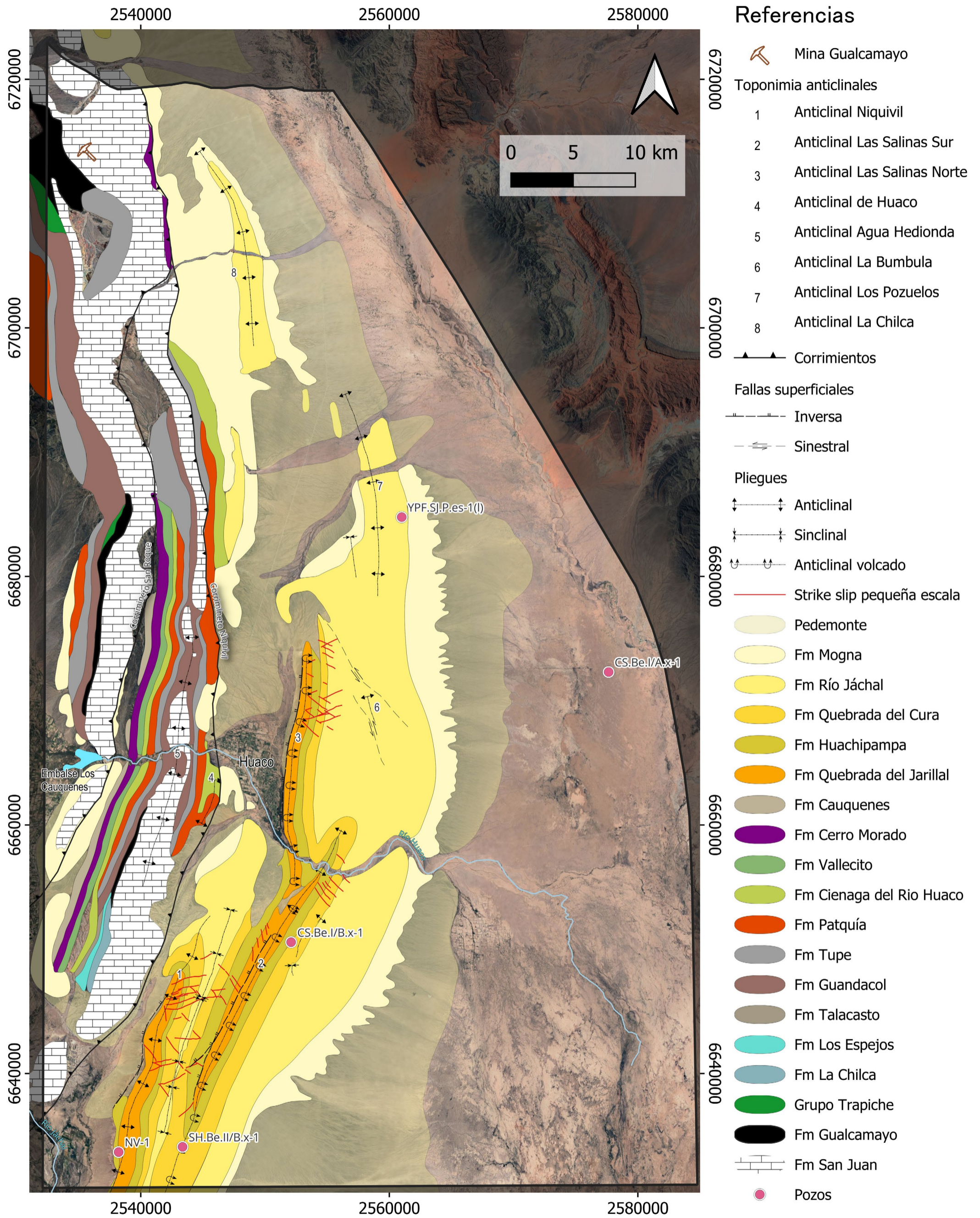


Figura 11: Mapa geológico del área de estudio

Capítulo 3: Potencial roca madre ordovícica

La prospectividad hidrocarburífera del área está basada en la presencia en la región de al menos dos potenciales rocas madres. En la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, a 20 km al este del área de estudio, la Formación Ischichuca del Triásico Superior (TOC: 0,5-5%; esp.: 250 m). En Precordillera Central la Formación Gualcamayo del Ordovícico Medio (TOC prom.: 1.35%; Ro: 0,7%; esp.: 80 m; en el Cerro Viejo de Huaco). La prospección histórica de subsuelo fue buscando inicialmente un *play* similar al de la cuenca petrolera más cercana, la Cuenca Cuyana del norte de Mendoza ubicada a 250 km al sur del área de trabajo, con reservas producidas mas no desarrolladas de 1300 MMboe. Aunque no se tiene vestigios de afloramientos triásicos en el área ni se han interceptado en los pozos exploratorios en la Cuenca del Bermejo, su existencia sigue siendo una incógnita en el subsuelo de la cuenca del Bermejo.

Con el avance del conocimiento paso a proponerse una potencial roca madre ordovícica (Rossello *et al.* 2005). Las escasas evidencias de hidrocarburos generados, que consisten de rastros secos en pozos como Niquivil Viejo 1, Niquivil Viejo 4 y pozo Pampa Vieja B. y un petróleo oxidado muestreado en el Anticlinal Niquivil, apuntan a una génesis relacionada geoquímicamente con la Formación Gualcamayo (Calegari *et al.* 2020), potencialmente activa en la zona triangular y en los bordes occidentales de la Precordillera Oriental.

En Precordillera Central, afloran las formaciones Gualcamayo, Los Azules, Las Aguaditas y Las Chacritas, de similares litologías depositadas en ambientes marinos profundos de edad ordovícica media a superior, con valores geoquímicos que delatan su potencial como roca generadora. Estas unidades se generaron tras un evento de inundación de plataforma carbonática, pudiendo correlacionarse entre sí desde una perspectiva evolutiva y asignarlas a una sola nomenclatura para poder simplificar su análisis a los fines prácticos de la exploración (en este trabajo agrupadas como Formación Gualcamayo). Astini (1994) la denomina como aloformación debido a estar limitada tanto en su base como techo por discontinuidades regionales, una superficie de inundación a la base y una superficie de erosión al techo. El límite basal presenta un diacronismo que es más antiguo hacia el este y norte de la cuenca, en donde se encuentra su mayor espesor de 230 metros aproximadamente, y disminuye hasta alcanzar 30 metros en el sector centro sur donde su edad es más joven (Fig. 12).

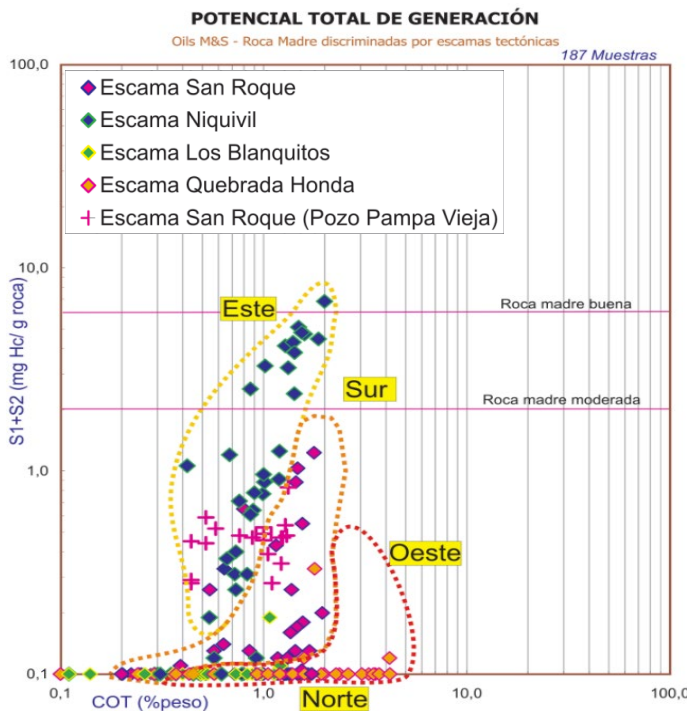


Figura 13: Diagrama de Potencial de Generación vs COT en muestras ordovícicas discriminadas por escamas tectónicas. Donde las muestras del Norte y Oeste poseen buen COT, pero pobre rendimiento pirolítico, mientras que las escamas del Este, Niquivil y San Roque, mantienen COT y poseen mejor potencial de generación de hidrocarburos, sobre todo en la escama Niquivil. Reproducido de Pérez et al. 2011.

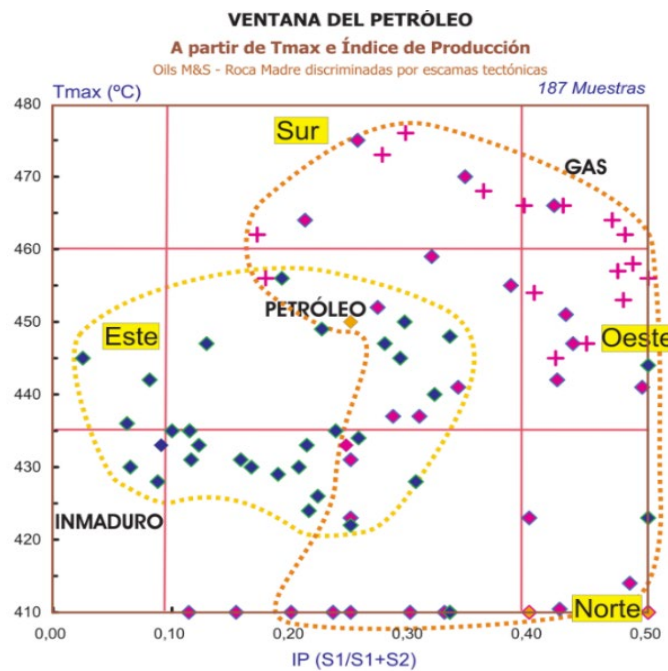


Figura 15: Diagrama de madurez a partir del valor Tmax obtenido de la pirolisis, donde las muestras de la escama Niquivil están ubicadas en ventana de generación de petróleo a inmaduro y las muestras en la escama San Roque y pozo Pampa Vieja se ubican en la ventana de petróleo y gas. Reproducido de Pérez et al. 2011.

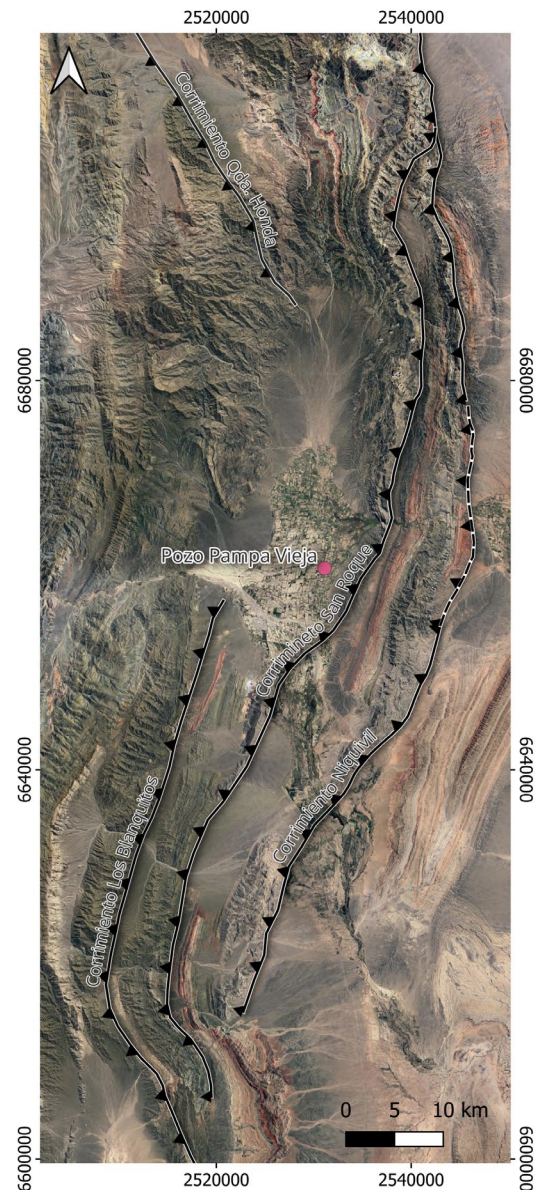


Figura 14: Ubicación de los corrimientos tectónicos según se agruparon las muestras geoquímicas expuestas en figuras 13 y 15

Los resultados del análisis Rock Eval pirólisis e Índice de Producción (IP) indica que para la parte Este de la faja plegada y corrida de Precordillera Central las condiciones de roca madre y maduración mejoran (Fig. 15), correspondientes con las láminas tectónicas más jóvenes. Entrando en ventana de generación de gas y petróleo para los afloramientos al dorso del Corrimiento San Roque y ventana de generación de petróleo a inmaduro para afloramientos expuestos por el Corrimiento Niquivil.

Desde el punto de vista exploratorio la vectorización tendría base principalmente en las condiciones oleogénicas halladas en los afloramientos del borde oriental de Precordillera Central contra la zona triangular, más precisamente en el dorso del corrimiento Niquivil. La existencia y las condiciones de esos estratos de roca madre en el subsuelo de la Precordillera Oriental y en la Zona Triangular no se han podido evaluar en forma directa, aunque su presencia en subsuelo es requerida para explicar los rastros de hidrocarburos en el Anticlinal Niquivil. Pudiendo encontrarse en el subsuelo profundo de la zona triangular, usando las estructuras de POr como vías de migración o formando parte del Anticlinal Niquivil, ya sea en su núcleo o al dorso.

Estructuralmente Jones (1982) describe la zona superficial de enfrentamiento de vergencias como de tipo Alberta, esto es, triángulo tectónico de piel fina. Si esto es así también en profundidad, tal como lo postulan autores como Constantini *et al.* (2015) y Giampaoli1 y Spath (2015), se abriría una nueva ventana para la prospección de hidrocarburos en la zona triangular. Ya que los tipos Alberta suelen estar más relacionados con entrapamiento de hidrocarburos.

En lo que respecta a la maduración de la roca madre Pérez *et al.* (2011) realizó análisis de reflectancia de símil vitrinita para determinar el grado de maduración de la Formación Gualcamayo (Fig. 16). Recordando que la vitrinita tiene origen en materiales leñosos, los cuales no existen en depósitos del Ordovícico, se debió analizar símil vitrinita. Los valores obtenidos para los afloramientos de la escama Niquivil entran en ventana de generación de petróleo y a medida que nos desplazamos al afloramiento hacia el Oeste, la madurez termal avanza.

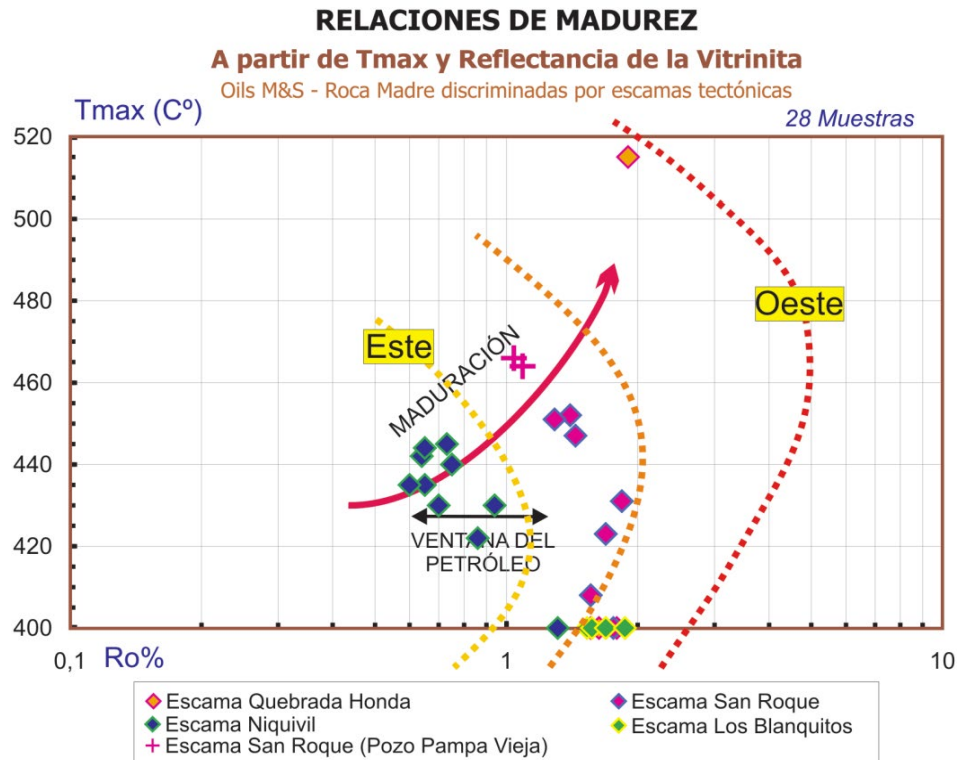


Figura 16: Diagrama de Madurez que relaciona Tmax con Reflectancia de partículas similar Vitrinita Ro, obtenidos de estudios de microscopia orgánica. Se visualiza condiciones de madurez optimas en la escama Niquivil, aumento su madurez en la escama San Roque para luego entrar en condiciones de sobre madurez para los afloramientos del Oeste. Reproducido de Pérez et al. 2011

Voldman *et al.* (2010) propone un patrón de paleo temperaturas alcanzadas para las unidades del Paleozoico inferior basadas en el Índice de Alteración de Color (CAI) de conodontes con un aumento marcado hacia el oeste y sur dentro de la región precordillerana. Se recopilaron datos de CAI publicados por múltiples autores con su respectiva localidad (Ver tabla 2 y figura 17). Este análisis de microfósiles calcáreos muestra una transición gradual y continua desde un leve metamorfismo en Precordillera Occidental hasta diagénesis en la Precordillera Oriental. Esta diferencia es atribuida principalmente por la orogenia Chánica a fines del Devónico por la colisión de Chilenia que concentró su deformación al occidente de la Precordillera. A continuación, se recopilan datos bibliográficos indicativos de CAI obtenidos de diversos autores.

Resultados de CAI del área de trabajo para el Paleozoico inferior:

Ubicación	Formación	CAI	Referencia
Qda. Corridita (Área del Río Gualcamayo)	Fm Gualcamayo	4-5	Voldman <i>et al.</i> 2010
Puesto Los Álamos (Área del Río Gualcamayo)	Fm Gualcamayo	3	Voldman <i>et al.</i> 2010
Qda. Saltito (Área del Río Gualcamayo)	Fm Gualcamayo	2.5	Voldman <i>et al.</i> 2010
Portezuelo Yanzo	Fm San Juan	2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Cerro Potrerillo	Fm San Juan	2-3	Keller <i>et al.</i> 1993
Cerro Potrerillo	Fm San Juan	2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Cerro Potrerillo	Fm Gualcamayo	2,5-3	Mango M.J. <i>et al.</i> 2023
Cerro Perico	Fm San Juan	2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Agua Hedionda	Fm San Juan	2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Qda. Los Gatos	Fm San Juan	1,5-2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Qda. Los Gatos	Fm San Juan	2-2,5	Mango M.J. <i>et al.</i> 2018
Qda. Oculta	Fm San Juan	2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Qda. Amarilla	Fm San Juan	1,5-2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Qda. Árbol Seco	Fm Los Azules	2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Qda. Encantada	Fm Los Azules	1,5	Voldman <i>et al.</i> 2010
Cerro del Fuerte	Fm Los Espejos	1,5-2	Lehnert <i>et al.</i> 1999
Qda. Oculta	Fm Azules	2	Voldman <i>et al.</i> 2010
Cerro La Silla	Fm San Juan	2-2,5	Mango M.J. <i>et al.</i> 2020
Cerro La Silla	Fm San Juan	2-3	Keller <i>et al.</i> 1993
Cerro Viejo de San Roque	Fm San Juan	2-3	Keller <i>et al.</i> 1993
Cerro Niquivil	Fm San Juan	3	Keller <i>et al.</i> 1993
Cerro La Chilca	Fm San Juan	3	Keller <i>et al.</i> 1993

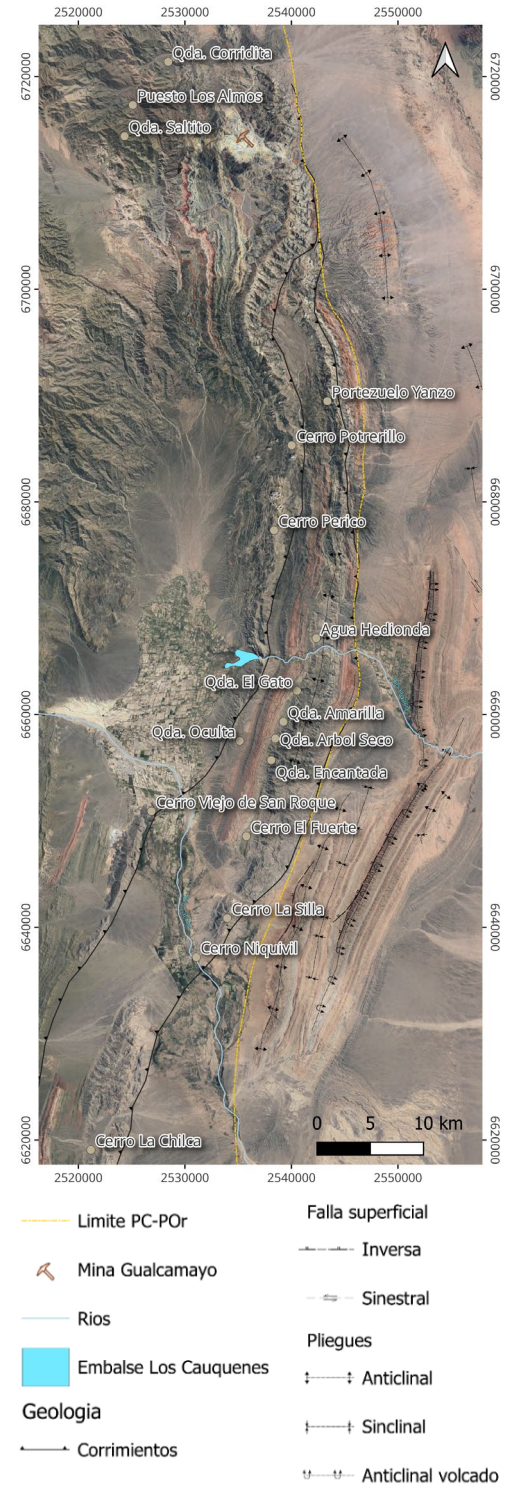
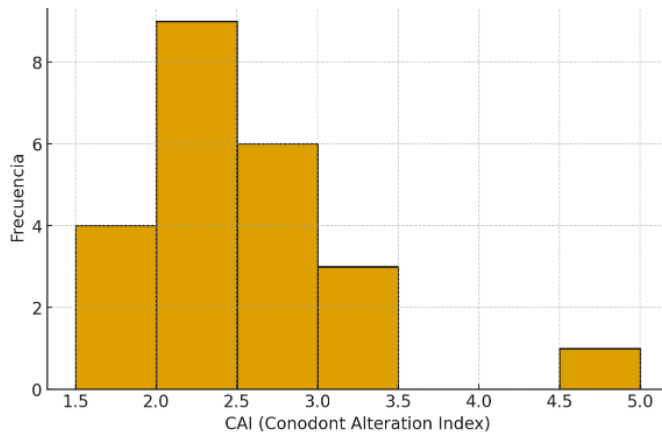


Figura 17: ubicación de muestras de CAI

Tabla 2: datos de CAI para el Paleozoico inferior en el área de trabajo



- N = 22 datos
- Media ≈ 2.39
- Mediana = 2.25
- Moda ≈ 2
- Desvío estándar ≈ 0.66
- Outlier: 4.5 (hidrotermalismo)

Figura 18: histograma de datos de CAI para el Paleozoico inferior y su ADE

CAI	Thermal interval	CAI zone	Metapelitic zone	KI ($\Delta^{\circ}2\theta$)	Maturation stage	Vitrinite reflectance Ro%	Hydrocarbon zones	Coal rank and volatile matter (%)
1	<50-80 °C		Early Diagenesis		Diagenesis		Immature	Peat Lignite
1.5	50-90 °C	Diaicaizone	Late Diagenesis	~ 1	Catagenesis	0.50	Heavy Oil Light Wet Gas	Sub-bituminous 45
2	60-140 °C			~ 0.60		0.75		30
3	110-200 °C			0.42		1.35		20
4	190-300 °C	Ancaizone	Anchizone		Metagenesis	2.00	Dry gas	Bituminous
5	300-480 °C	Epicaizone	Epizone Mesozone	0.25		3.00	Overmature	Semi-anthracite
6	360-550 °C					4.00		Anthracite
6.5	440-610 °C							
7	490-720 °C							
8	>600 °C							

Figura 19: Comparación de estado de madurez con CAI, en naranja claro muestra el rango de datos de CAI y en naranja fuerte donde se concentran la mayoría estos valores. Adaptado por Voldman et al. 2010.

Los valores de CAI recopilados indican que el Paleozoico Inferior aflorante al oriente de la Precordillera Central no alcanzó la sobre maduración de la materia orgánica, salvo puntuales excepciones como la muestra de la Quebrada Corridita a causa de actividad hidrotermal-magmática (cercañas a Mina Gualcamayo). Mostrando un rango de maduración correspondiente a fase de Catagénesis-gas húmedo a fases de Diagénesis- inmadura (Fig. 18 y 19). Esto permite concluir que, hasta ahora demostrado, ningún evento a lo largo de su historia llevó a la sobremaduración de la Formación Gualcamayo, siendo entonces, la depositación de la columna terciaria en la actualidad el control principal en la maduración de las unidades ubicadas en el límite de vergencias opuestas y Precordillera Oriental, cuyo espesor (capaz de superar los 5 km) es capaz de llevar a unidades del Paleozoico inferior a fases de catagénesis avanzada y metagénesis.

Resumiendo, las condiciones de maduración y potencial como roca madre para la Formación Gualcamayo se infieren buenos en las cercanías a los afloramientos del este de Precordillera Central estudiados por geoquímica. Según los modelos que proponen una orogenia en el Ordovícico superior proveniente desde el este, la Formación Gualcamayo podría estar sobremadurada si nos adentramos al Valle del Bermejo. Esto limitaría su posible existencia en conjunto con buenas condiciones de maduración al occidente de POr y al área limítrofe entre los sistemas de vergencias opuestas, coincidiendo con lo ya propuesto por Pérez *et al.* (2011) y Calegari *et al.* (2020).

3.1 Evolución y Timing

Durante el Paleozoico inferior, la región experimentó un cambio significativo en las condiciones sedimentarias, pasando de una plataforma carbonática típica durante el Cámbrico-Ordovícico a ambientes marinos más profundos con sedimentación pelágica hacia el Ordovícico Medio-Superior, representados en el área de estudio por las formaciones Gualcamayo y Los Azules. Posteriormente, se registró una importante discontinuidad estratigráfica vinculada a los depósitos del Grupo Trapiche, expuesto al norte de Jáchal, el cual ha sido asociado a la fase tectónica Guandacol (Furque 1979) o, según otros autores, a la fase Oclóyica (Astini *et al.* 1996). Esta discordancia se manifiesta con angularidad en algunos afloramientos silúricos, donde las capas reposan de forma discordante sobre las formaciones Gualcamayo y San Juan.

Astini *et al.* (2005) interpretan que este contexto refleja el momento en que el terreno Cuyania habría colisionado con Gondwana, dando lugar al desarrollo del orógeno famatiniano. En este marco se habría generado una cuenca de antepaís —probablemente periférica— al oeste del arco orogénico, en la cual se habrían acumulado los depósitos del Grupo Trapiche. En sintonía con esto, modelos que proponen una colisión entre Laurentia y Gondwana durante el Ordovícico (Dalla Salda 2005, Ramos y Dalla Salda 2011) sugieren que la Precordillera formaba parte de una cuenca orientada hacia el este, al pie de una faja colisional que dio origen al denominado “Orógeno Famatiniano-Apalachiano”.

Aunque en el sector norte de la Precordillera no se reconocen grandes estructuras plegadas afectando a las unidades cambro-ordovícicas, algunas evidencias —como las observadas en la zona de Mina Gualcamayo— sí sugieren la presencia de deformación asociada a la fase Oclóyica (Thomas *et al.* 2007). En esta área, tanto la Formación Gualcamayo como la base del

Grupo Trapiche han sido señaladas como potenciales rocas generadoras dentro de un sistema petrolero activo en la Precordillera Central (Pérez *et al.* 2011).

Durante el lapso Devónico superior–Carbonífero inferior, tuvo lugar un importante evento deformacional que afectó progresivamente con mayor intensidad desde el oeste hacia el este. En la Precordillera Oriental este evento es apenas perceptible, mientras que en la Precordillera Occidental generó niveles de metamorfismo. En la Precordillera Central, las evidencias incluyen deformaciones previas al Carbonífero cuyos productos están truncados por una discordancia angular sobre la cual se depositan los sedimentos del Paleozoico superior. Un caso representativo es el del Cerro Viejo de Huaco, donde la Formación Tupe descansa en discordancia angular sobre niveles cambro-ordovícicos, silúricos y devónicos que muestran fallamiento e inclinación previos.

Este episodio ha sido interpretado por Ramos *et al.* (1984) como resultado de una colisión en el margen gondwánico, en el marco de la orogenia Chánica, cuyo efecto habría sido más pronunciado en el sector occidental de la Precordillera.

Durante el Triásico, Jurásico y parte del Cretácico inferior, la región permaneció elevada y no recibió sedimentación significativa. No fue hasta el Cretácico superior cuando se restablecieron las condiciones de depósito, posiblemente como consecuencia de una subsidencia regional de carácter generalizado.

Finalmente, los efectos de la Orogenia Andina jugaron un rol crucial en la configuración estructural actual. Esta fase compresiva habría reactivado antiguos planos de falla del Devónico y generado nuevas estructuras, modelando así la moderna faja plegada y corrida (Alonso *et al.* 2005, Álvarez Marrón *et al.* 2006). Si bien estos efectos son más notorios en la Precordillera Occidental y el sector occidental de la Precordillera Central, los altos ángulos de buzamiento observados en algunos frentes de corrimiento terciarios podrían estar vinculados a esta historia de reactivación estructural.

La evolución de cada segmento de la Precordillera muestra diferencias temporales marcadas: la Occidental comenzó su estructuración hace aproximadamente 20 Ma; la Central lo hizo en torno a los 17 Ma, en coincidencia con el vulcanismo de la Formación Cerro Morado, y mantuvo su actividad hasta unos 5 Ma atrás. Por su parte, la Precordillera Oriental inició su evolución hace unos 2.7 Ma (Zapata y Allmendinger 1996), afectando incluso a los depósitos terciarios de la Cuenca del Bermejo. La reactivación de antiguas estructuras o creación de nuevas en este

último evento generó vías y trampas para la re-migración de hidrocarburos a trampas de rocas Neógenas, limitándose a los últimos 2.6 Ma.

Los múltiples eventos ocurridos desde el Ordovícico hasta la actualidad generan múltiples posibles caminos y estadios en la Formación Gualcamayo. Estos eventos tectónicos segmentaron la roca madre, evidenciado por afloramientos más bien esporádicos, reduciendo y sectorizando el área de posteriores drenados del hidrocarburo generado. El principal riesgo geológico radica en el *timing* de los eventos, debido a la joven edad de las trampas Plioceno-Pleistoceno originadas durante el ciclo andino en la Precordillera Oriental. El momento crítico de la Formación Gualcamayo es desconocido; la generación y migración de hidrocarburos pudo ocurrir durante la fase Chánica (Dev-Cb), a fines del Paleozoico superior, en el Cretácico superior o en el Neógeno. Sin embargo, la presencia de hidrocarburos en rocas Neógenas requiere migración, ya sea desde la roca madre o de trampa a trampa, durante el ciclo andino. En caso de que la generación haya precedido a la última estructuración, los hidrocarburos podrían haber migrado hacia trampas posteriormente deformadas, exhumadas o incluso a la superficie.

3.2 Prospectividad remanente de hidrocarburos

Autores como Pérez *et al.* (2011) y Calegari *et al.* (2020) proponen la zona triangular del sector Norte del departamento de Jáchal, como área de interés para encontrar esta roca madre (Formación Gualcamayo) en condiciones productivas en subsuelo, y con mayor espesor por cercanía a su depocentro. Sin embargo, en este trabajo se desanima al hecho de la existencia de la Formación Gualcamayo en condiciones productivas, principalmente, por causas de un excesivo soterramiento. No hay evidencias en superficie ni en información sísmica de una erosión considerable de los 6 km de sedimentitas neógenas que evite la sobre maduración de la roca madre. En superficie se reconoce al Anticlinal La Chilca en cuyo núcleo aflora el Miembro Superior de la Formación Río Jáchal, demostrando que aún resta una espesa columna antes de llegar a posibles niveles del Ordovícico. Esto se opone a la ventaja del espesamiento de la Formación Gualcamayo a las latitudes del Anticlinal La Chilca - Guandacol. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que la roca madre haya entrado en ventana de generación y migrado a depósitos pre terciarios, que luego re migraría a trampas neógenas al momento de la estructuración andina.

Para encontrar a la roca madre en posible ventana de generación debe realizarse estudios en zonas donde la columna terciaria esté considerablemente erosionada. Tal como lo hicieron en

los pozos Las Salinas y Niquivil Este que lograron alcanzar niveles del Paleozoico inferior, ambos ubicados en el Anticlinal Las Salinas Sur. Aún se desconoce la situación por debajo del Anticlinal Niquivil, en donde los 4 pozos perforados se realizaron en el flanco occidental del mismo y no superaron los 2.090 metros en el caso más profundo.

Con respecto a los afloramientos del terciario con rastros de petróleo seco que fueron constatados en el Anticlinal de Niquivil, de origen Ordovícico según Calegari *et al.* (2020), puede inferirse la presencia de una roca madre en subsuelo. Es por esto que se presenta en la sección sismo-estructural 16063-16063A (Fig. 43) a la Formación Gualcamayo en la zona triangular entre ambos sistemas de vergencias opuestas o en el subsuelo del Anticlinal Niquivil.

Se pudo constatar la presencia de impregnaciones de petróleo en los afloramientos del flanco frontal del Anticlinal Niquivil (Fig. 20), las cuales ya habían sido observados en 1944 por el Dr. Braccacini y por Pérez en la década del 2010 (Calegari *et al.* 2020). Estos afloramientos fueron los que motivaron a los exploradores a realizar las primeras perforaciones buscando petróleo en San Juan, pero que décadas más tardes, estos restos de petróleo fueron puestos en dudas por Rosello *et al.* 2005. Se encuentran en niveles estratigráficos ubicados estructuralmente sobre el *fault tip*, caracterizados por una zona donde la deformación aumenta respecto al resto de los afloramientos, presentando múltiples juegos de vetillas rellenas de yeso que evidencian una actividad hidrotermal sulfatada. Sobre estas mismas estructuras (vetillas) se encuentran la mayor parte de los rastros de petróleo que, por momentos, lograron introducirse en los espacios porales en niveles de areniscas más permeables (Fig. 20 B, C y F). La yaciencia de estos restos en las pequeñas estructuras generadas durante la formación del Anticlinal Niquivil permite interpretar que la migración hacia la superficie ocurrió entre el inicio de la deformación de esta estructura ($\approx 2,7$ Ma?) y la actualidad.

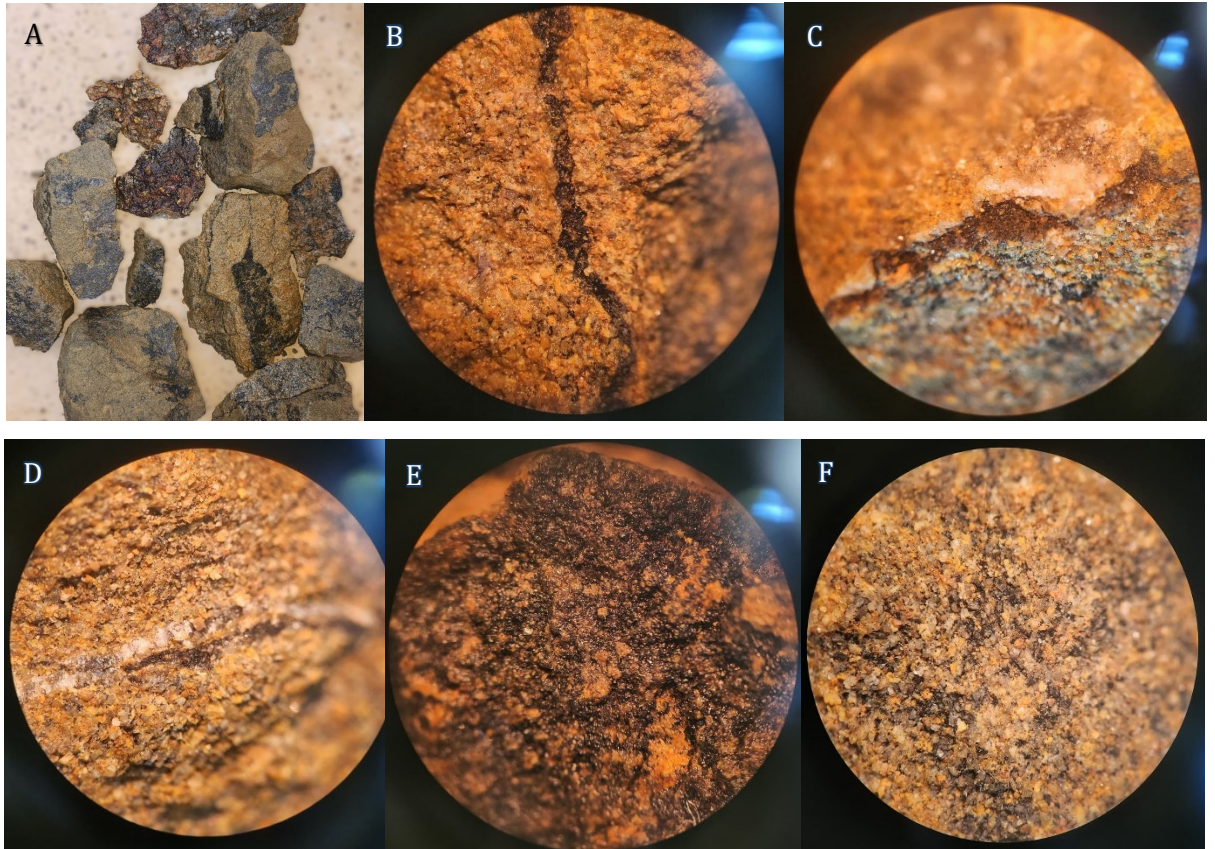


Figura 20: A. muestras con rastros de petróleo en areniscas. B. Rastros de petróleo utilizando una fractura para migrar. C y D. Detalle de las fracturas rellenas de yeso y rastros de petróleo. E. Plano de fractura con abundantes restos de petróleo. F. Petróleo ocupando cavidades porales de la arenisca

Una pequeña cantidad de muestra fue embebida en solvente para separar el petróleo de la roca y así confirmar la existencia del mismo (Fig. 21). La dilución del material petrolífero se realizó empleando un solvente hidrocarbonado, aprovechando el principio de afinidad química (“lo semejante disuelve a lo semejante”). Estos restos de petróleo son la evidencia más contundente de un posible sistema petrolero activo en la profundidad del Anticlinal Niquivil y/o en su límite con la zona triangular. Quedando como incógnita por resolver la posibilidad de entrapamiento de este hidrocarburo en una escala de yacimiento.



Figura 21: A. muestra sometida a disolvente. B y C. petróleo disuelto formando líneas de color negro.

En este contexto, se presenta al Anticlinal Niquivil como una estructura con prospectividad remanente, cuyo núcleo nunca fue explorado, ya que las perforaciones en la década del 1940 fueron en posición de flanco occidental sin alcanzar el Paleozoico, dejando sin resolver el origen de los rastros de hidrocarburos. Como primera etapa se propone aumentar la densidad y calidad de la información sísmica mediante el reprocesamiento de datos existentes y la registración de nuevas líneas sísmicas. Una segunda etapa consistiría en la perforación de un pozo de aproximadamente 3.700 m de profundidad en posición de eje a profundidad del contacto Terciario-Paleozoico (?). El objetivo más somero serían los conglomerados basales del Neógeno como roca reservorio, que alcanzan hasta 20 m de espesor y han sido caracterizados como reservorios de “muy buena calidad” (Fernández 2020), sucedidos por niveles con alto contenido en fangolitas de la Formación Río Salado, constituyendo una potencial roca sello. Asimismo, se plantea verificar la existencia de secuencias Mesozoicas y Paleozoicas con potencial de contener tanto rocas reservorio como sello, constatar la presencia de una roca madre ordovícica y examinar la posible generación de permeabilidad secundaria por fracturación en el Paleozoico inferior. Esta propuesta de profundidad y la prognosis de unidades a atravesar se sustentan en los antecedentes de los pozos Las Salinas y Niquivil Este, ubicados en una estructura superficialmente análoga. Esta perforación permitiría contrastar los modelos estructurales actuales o, en su defecto, desarrollar nuevos esquemas para una zona cuya configuración aún es poco comprendida.

El potencial volumen de la trampa es muy incierto dada la falta de resolución sísmica para el mapeo de subsuelo y la falta de parámetros de los potenciales reservorios. En general este anticlinal presenta un eje entre 22 a 30 km y 2 a 3 km de ancho, dando un área de cierre entre 44 a 90 km². A modo de comparación de escalas el Anticlinal Aguaragüe en la cuenca del NOA (25.000 millones de m³ de gas y 4,2 millones de m³ de condensado total recuperables) tiene un eje de 26 km, 3km de ancho y 1km de cierre vertical. Si bien la comparación de escalas es para dar un marco de tamaño del recurso potencial Anticlinal Niquivil, Aguaragüe es una de las más de 20 estructuras que han reportado producción del Paleozoico en la región del NOA.

Capítulo 4: Análisis de superficie

4.1 Levantamiento geológico de superficie

Se levantó una sección estructural de 10 km paralelo a la línea sísmica 16063-16063A, y se obtuvieron los espesores de los distintos afloramientos expuestos por los anticlinales Niquivil y Las Salinas Sur. Se obtuvo información detallada sobre cómo varían los espesores mediante

el uso de niveles guías (Fig. 22). Se compararon las unidades estratigráficas repetidas por plegamiento en tres secciones: La Columna Oeste corresponde al flanco dorsal del Anticlinal Niquivil, la Columna Centro al flanco frontal del anticlinal Las Salinas Sur y la Columna Este al dorso del mismo anticlinal (Fig. 23).

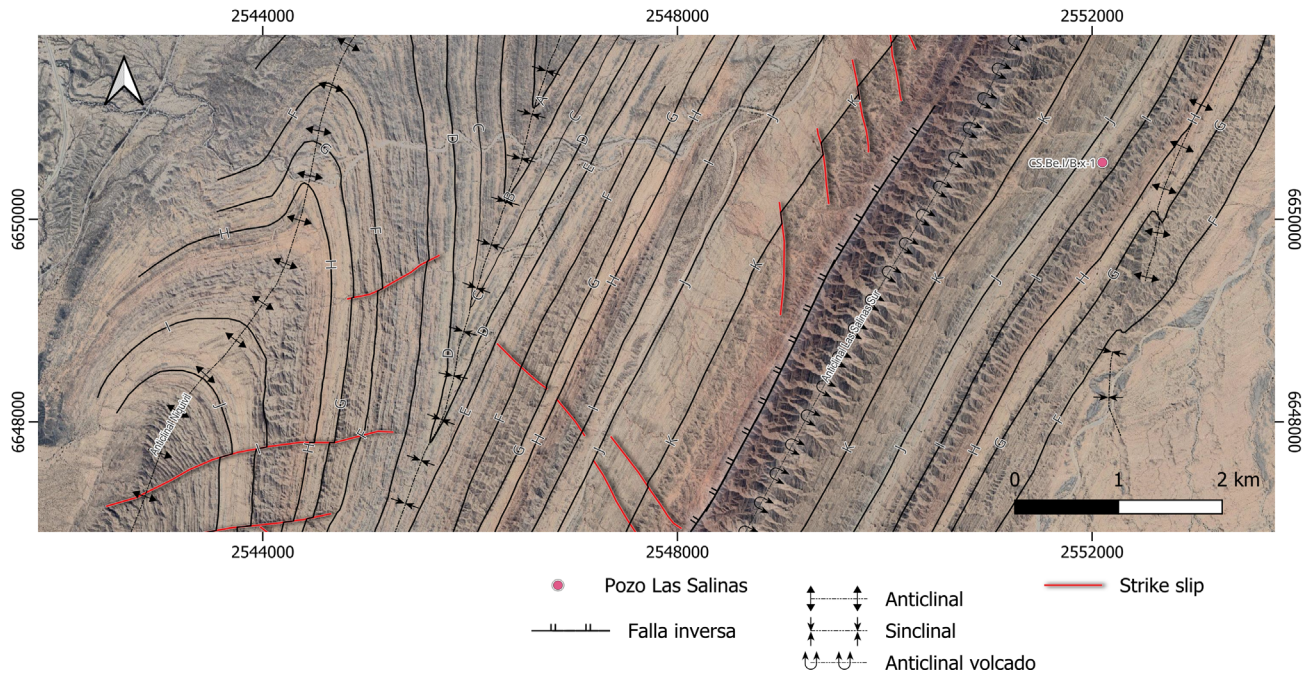


Figura 22: Niveles guías para segmentar descripciones estratigráficas y mediciones de espesores.

Se digitalizaron niveles guías (A-K) manteniendo el mismo estrato a ambos lados del sinclinal y del Anticlinal Las Salinas Sur, a fin de representar superficies iso-cronológicas. Luego en terreno se reconocieron las distintas unidades geológicas y se midieron las actitudes de las capas para así, obtener el espesor real de las múltiples subdivisiones dentro de la sección. Estas divisiones van más allá de los límites de unidades estratigráficas, con el objetivo de lograr un mayor detalle de mediciones y mapeo. Las líneas guías se marcaron en base a los cambios sedimentarios visibles a macroescala por fotointerpretación.

Este trabajo en terreno resultó en una marcada diferencia de espesores sobre el Miembro Inferior de la Formación Río Jáchal entre los anticlinales Niquivil y Las Salinas Sur representado por las columnas Oeste y Centro, mostrando un espesamiento hacia los afloramientos del Oeste. En la figura 23 se muestra que los niveles pertenecientes al Miembro Inferior de la Formación Río Jáchal del flanco frontal del Anticlinal Las Salinas Sur tienen un espesor del 68% comparados con los mismos estratos expuestos en el flanco dorsal del Anticlinal Niquivil. Este valor resulta llamativo teniendo en cuenta una distancia horizontal, al

momento de la depositación, entre ambas secciones de 6 kilómetros (estimados a la base de la Formación Río Jáchal). Su explicación se desarrolla en el próximo apartado.

La Columna Este solo representa los niveles inferiores a la base de la Formación Río Jáchal, es por esto que las variaciones de dicha formación serán analizadas en base a las columnas Oeste y Centro.

Los espesores de niveles estratigráficos correspondientes a las formaciones Quebrada del Cura y Huachipampa son comparados en 3 secciones de la cadena de pliegues en la Sierra de Mogna. Ubicadas en el dorso del Anticlinal Niquivil, en el flanco frontal del Anticlinal Las Salinas Sur y la tercera sección al dorso de este último (Fig. 23). A diferencia de los niveles superiores, estas unidades exponen una pequeña, en algunos niveles casi nula, variación de 2% entre los espesores de la Columna Oeste y Centro. Estos niveles a su vez varían en 4% entre las columnas Oeste - Centro respecto de la Columna Este, siendo más espesas esta última. Se entiende que la ubicación de las líneas iso-cronológicas digitalizadas no son exactas debido a la limitación del método, sin embargo, es notorio que el espesor total del conjunto de unidades se mantiene a lo largo de las diferentes columnas, con variaciones entre las sub unidades.

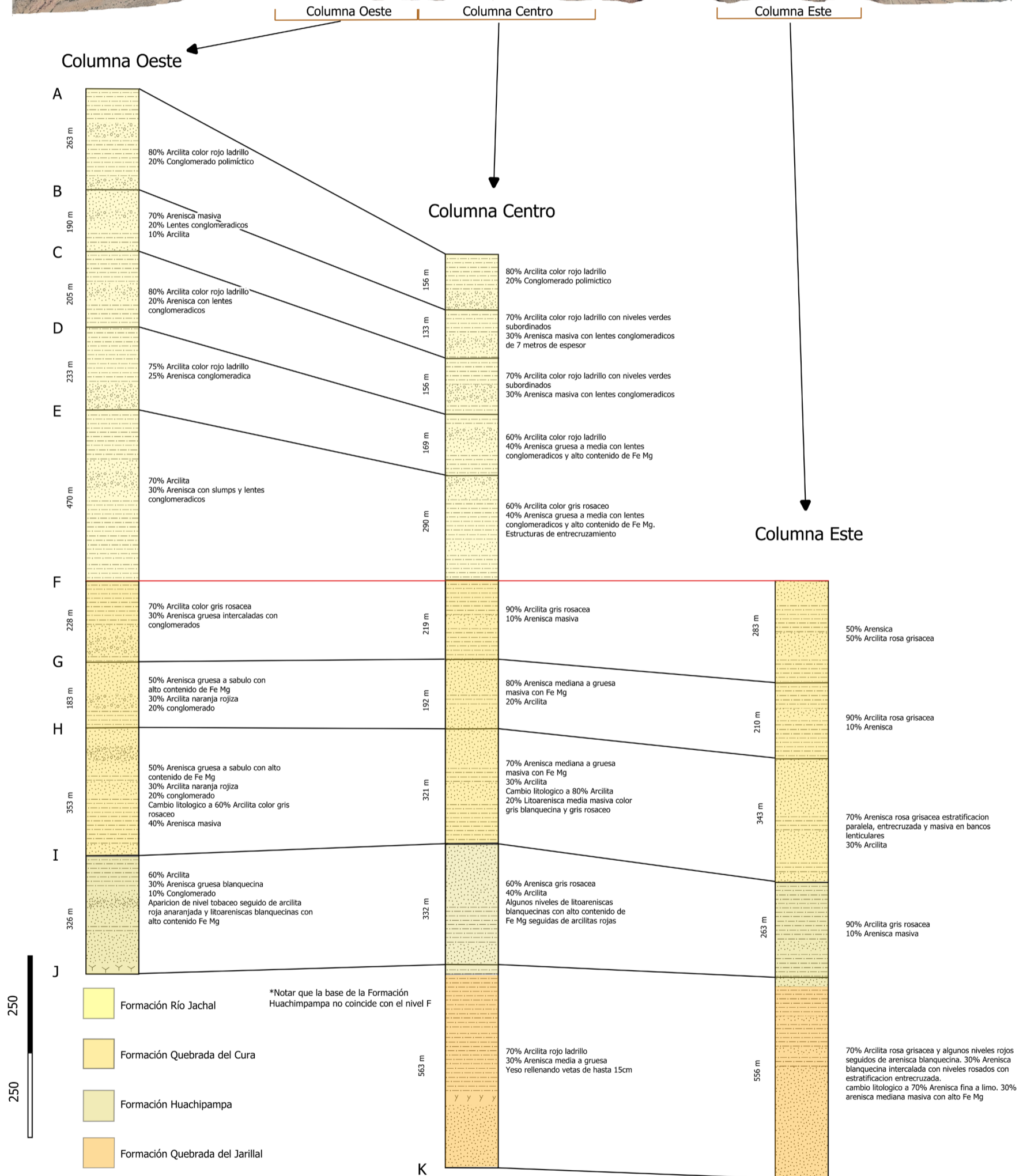
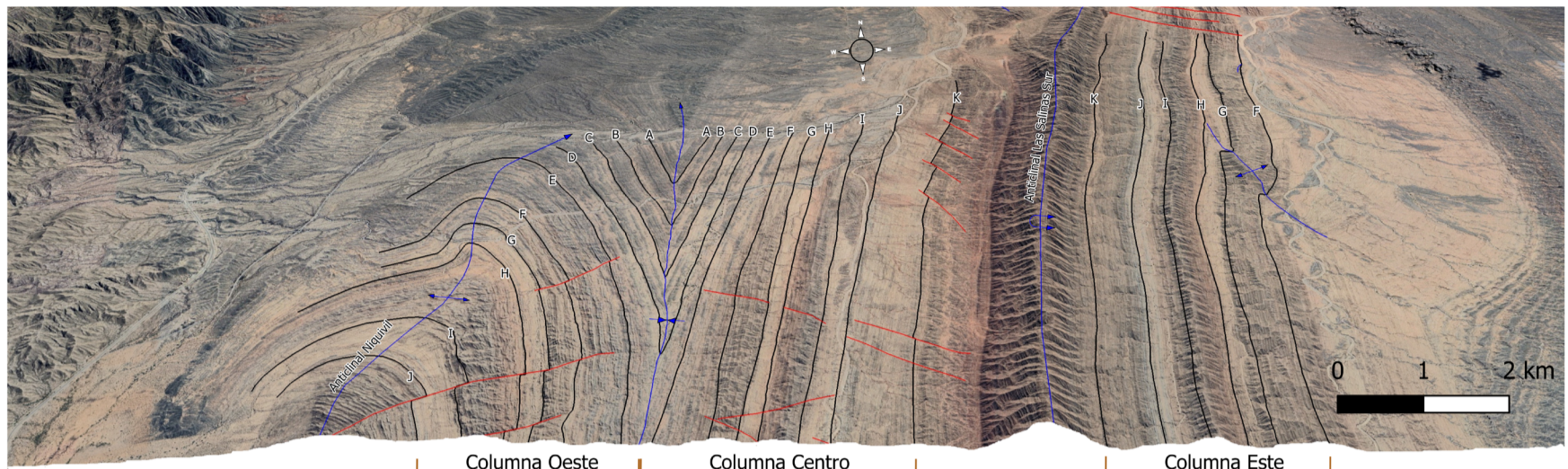
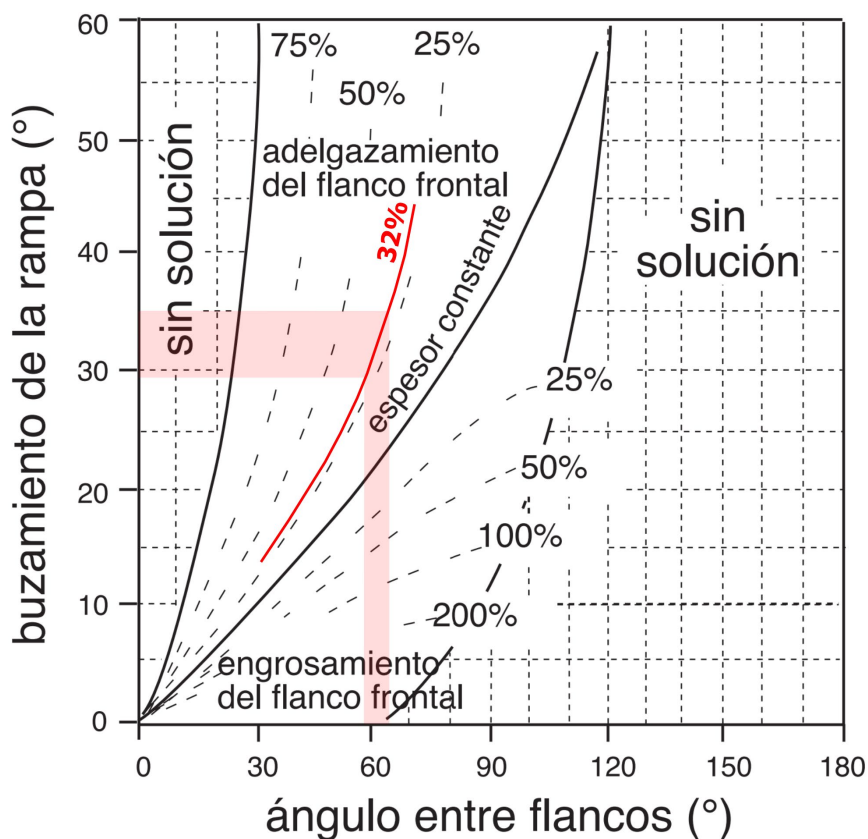


Figura 23: Ubicación de las tres columnas levantadas en terreno y sus unidades separadas por niveles guía. Notar que está horizontalizado al nivel F (base Formación Río Jáchal), en donde las unidades infrayacentes mantienen relativamente constante sus espesores en las tres columnas, y las unidades suprayacentes presentan un marcado aumento de espesor para la Columna Oeste respecto de la Columna Centro.

4.1.1 Análisis estructural para pliegues de Precordillera Oriental

La disminución de espesor medida en el Miembro Inferior de la Formación Río Jáchal del orden de 32% en 6 km de distancia es difícil de explicar por génesis primaria (depósitos de abanicos aluviales). No se encontraron evidencias en subsuelo de cambios de espesor de tal magnitud en unidades equivalentes hacia el Este del afloramiento. La sísmica muestra espesores constantes durante decenas de kilómetros, lo que descarta factores sinsedimentarios. Por lo tanto, se cotejó el nivel de adelgazamiento del flanco frontal con los rangos posibles que produciría la compactación diferencial durante la estructuración del Anticlinal Las Salinas Sur. Como se describirá en los próximos párrafos, se propone que dicho adelgazamiento es de origen tectónico.

Autores como Jamison (1987) y Poblet y McClay (1996) desarrollan modelos que buscan predecir la geometría de los pliegues a partir de un *input* de datos asumiendo variaciones de espesor en las capas del *forelimb* por cizalla. Modelos teóricos balanceados en área que relacionan el ángulo de corte del muro inferior (*footwall*) con el ángulo entre flancos del pliegue muestran que los pliegues abiertos se caracterizan por un engrosamiento relativo de las unidades estratigráficas superiores, mientras que los pliegues apretados se asocian con un adelgazamiento relativo de estas unidades (Mitra 1990).



Mediante el uso del modelo propuesto por Jamison (1987), se puede conocer el ángulo de rampa que dio origen al pliegue Las Salinas Sur a partir de los datos de adelgazamiento (32%) y ángulos entre flancos (60°) medidos en terreno (Fig. 24).

Figura 24: Curvas que relacionan el buzamiento de la rampa y el ángulo entre flancos para pliegues de propagación de falla. Línea en rojo representa el adelgazamiento medido en las unidades superiores y los polígonos rojos muestran el rango de los ángulos de rampa e interflanco. (modificado de Jamison 1987).

Suppe y Medwedeff (1984) desarrollaron previamente modelos que explicaban el comportamiento de pliegues por propagación de fallas. Para ángulos de fallas bajos, la charnela del pliegue adquiere un comportamiento cerrado hasta volcar su flanco frontal. De forma contraria, para ángulos de falla grandes el ángulo entre flancos es alto, formando un pliegue abierto. Otra característica del modelo propuesto por estos autores es que el pliegue adquiere su geometría (inclinaciones y ángulo interflanco) desde su inicio, y la mantiene a lo largo de su historia.

Sin embargo, hay dos observaciones claves que sugieren que se necesitan modelos más generales para describir la evolución geométrica y cinemática de estos pliegues. En las observaciones de campo realizadas por expertos en el tema se reconoció que pliegues con ángulos de corte bajos ($\lesssim 25^\circ$) suelen ser pliegues abiertos con altos ángulos de interflancos ($\gtrsim 80^\circ$) y buzamientos bajos en los flancos frontales ($\lesssim 40^\circ$). Otra observación es que los pliegues rara vez mantienen su geometría desde sus orígenes. Es usual que estos cambien su geometría a medida que evolucionan a lo largo del rumbo, pasando de abiertos a cerrados según mayor sea el desplazamiento de la falla.

Mitra (1990) propone un modelo de pliegues por propagación de fallas basado en el balance de áreas. En este modelo, ángulos pequeños de interflancos dan lugar a acortamientos relativos en unidades superiores y viceversa, demostrando la variabilidad relativa de distintas partes según la geometría del pliegue. Estos modelos implican la transmisión de una cantidad considerable de cizalla a través de la estructura para lograr mantener el balance de área. Siendo el cambio de espesor la consecuencia de dicho acortamiento diferencial.

La propagación de las fallas se caracteriza comúnmente por un ajuste progresivo de la charnela del pliegue y el aumento del buzamiento en el flanco frontal. El engrosamiento de las unidades superiores durante las primeras etapas del plegamiento es seguido por un adelgazamiento localizado del flanco frontal en las etapas finales. La figura 25 muestra la evolución progresiva de una estructura en la que el ángulo de interflancos ($2\gamma^*$) disminuye con la propagación de la falla. En este modelo particular, el aumento de espesor se distribuye en todo el pliegue durante las etapas 1 a 3 (Fig. 25, Izquierda). En una fase avanzada de la evolución del pliegue (etapa 4), $2\gamma^*$ es tan bajo que ya no es eficiente la migración de la charnela; por lo que, la charnela superior que delimita el flanco frontal se bloquea y el adelgazamiento de los estratos se concentra en el flanco frontal empujado.

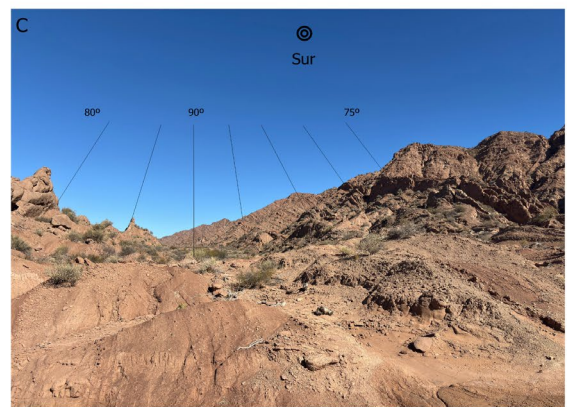
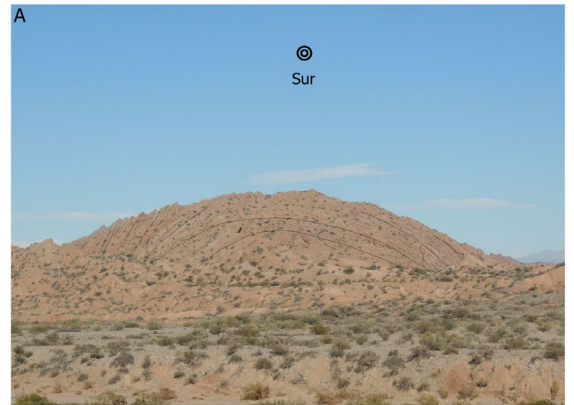
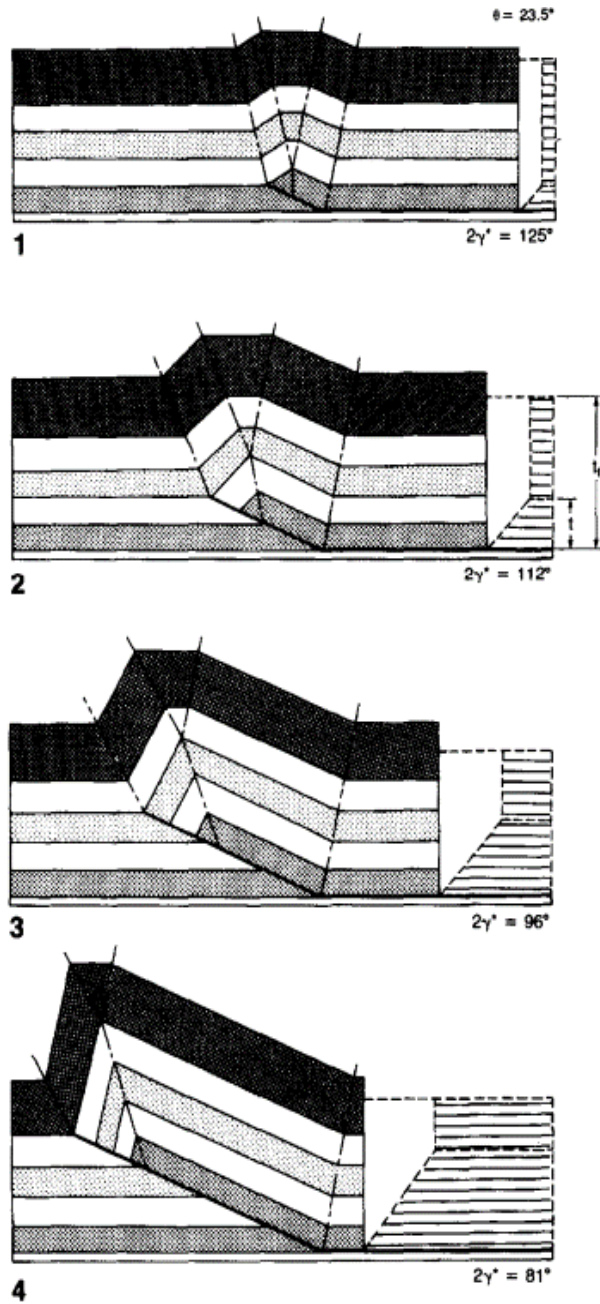


Figura 25: Evolución progresiva a lo largo del rumbo a medida que disminuye el ángulo entre flancos en un pliegue por propagación de fallas con balance de áreas. **Izquierda.** Polígono rayado muestra el acortamiento de las unidades asumiendo espesor constante de las unidades. Polígono de relleno simple muestra el acortamiento con cambios de espesor de las unidades concentrado en el limbo frontal. Tomado de Mitra 1990. **Derecha.** **A.** nariz Norte del Anticlinal Las Salinas Sur, notar la simetría del pliegue con alto ángulo entre flancos. **B.** Similar, pliegue de charnela abierta. **C.** Dorso del Anticlinal Las Salinas Sur sector centro, ángulo de charnela muy cerrado, estratos dorsales volcados por deformación de núcleo.

El pliegue de Las Salinas Sur muestra un hundimiento hacia sus extremos Norte y Sur, donde el ángulo de interflanco es abierto y su flanco frontal no se encuentra volcado, sin presentar una clara vergencia. El ángulo de interflanco disminuye hacia el centro de la sierra, cerrando la charnela de manera progresiva y aumentando la inclinación de los niveles en el flanco frontal hasta volcarlos. Esta variación en el ángulo interflanco es controlada por el avance de la falla principal. En estadios avanzados cuando el ángulo interflanco se cierra lo suficiente como para

que la migración de la charnela sea ineficiente, se detiene su avance y comienza la deformación concentrada en los niveles verticales del flanco frontal (Mitra 1990), generando una disminución de los espesores en el flanco frontal para absorber el acortamiento principal. Se reconoce en terreno estratos verticales hasta incluso volcados en el flanco dorsal del Anticlinal de las Salinas Sur (Fig. 25, C) demostrando una deformación de alto grado en el núcleo del pliegue en dirección al centro meridional del mismo. Esta variación en la meridional del pliegue Las Salinas Sur es análoga a la evolución en tiempo de los pliegues por propagación de fallas propuestos por Mitra (1990) mostrada en la figura 25, izquierda.

Para los casos en que los pliegues poseen ángulos entre limbos cerrados, Mitra (1990) propone en sus modelos que la disminución de espesor es concentrada en las unidades superiores que no han sido afectadas por el fallamiento en corrimientos con ángulos de rampa elevados. En cambio, las unidades que sí han sido afectadas por fallamiento presentan un menor cambio de espesor.

En base a esto se propone un corrimiento que origina al pliegue por propagación de falla del Anticlinal Las Salinas Sur, de 30-35° con un fin de falla en la base de la Formación Río Jáchal.

4.1.2 Descripción estratigráfica

En terreno se reconocieron las siguientes unidades: Miembro inferior de la Formación Río Jáchal, Formación Quebrada del Cura, Formación Huachipampa y Formación Quebrada del Jarillal. A continuación, se realiza una breve descripción litológica de las unidades estudiadas.

Miembro Inferior de la Formación Río Jáchal: aflora en ambos flancos del sinclinal, que a su vez conforman los flancos del dorso del Anticlinal Niquivil (Columna Oeste) y del frente del Anticlinal Las Salinas Sur (Columna Centro). Su pase hacia el miembro superior conglomerádico de esta formación no es reconocido en la sección trabajada, por lo que nos limitaremos a hablar del miembro inferior. Su extensión, en la sección geológica trabajada, va desde lo más cuspidal estratigráficamente hasta el nivel guía "F". No presenta grandes relieves debido a su dominancia de litologías finas y con baja resistencia a la erosión. Representada en un 70% por arcilitas de coloración rojo ladrillo y subordinadamente verdosos y un 30% de areniscas en su mayoría masivas que interdigitan con lentes conglomerádicos de hasta 7 metros de espesor (Fig. 26, Derecha). Presenta escasos niveles con estructuras de *slumps* (Fig. 26, Izquierda).



Figura 26: Imágenes del miembro inferior de la Formación Río Jáchal con estratos buzando al Este. **Izquierda.** Estructura de Slumps. **Derecha.** Lente conglomerádico con geometría de canal.



Figura 27: Intercalaciones de litologías del miembro inferior de la Formación Río Jáchal, estratos buzando al Este.

Las capas de este miembro buzán 55° Este en la sección de la Columna Oeste (Fig. 27), y aumentan hasta llegar a 90° en la sección de la Columna Centro. Mostrando una clara vergencia hacia el oeste del tren de pliegues ubicado en la Sierra de Mogna.

Formación Quebrada del Cura: está marcada en su techo por el nivel guía “F” y su base por el nivel guía “I”. Esta unidad está caracterizada en el área por presentar dos grandes ciclos arenodominantes, cuya litología hace que tengan un resalte topográfico marcado, y un ciclo

intermedio con predominancia de granulometría limo arcillosas (Fig. 28). Sin embargo, estos intervalos muestran importantes cambios laterales de facies, evidenciados por la resistencia a la erosión. En promedio para las tres columnas se midió un espesor de 780 m para la Formación Quebrada del Cura, marcadamente menor a los espesores medidos por autores anteriores (Johnson *et al.* 1986, Jordan *et al.* 1990).

Los estratos comprendidos entre los niveles guías F-G y H-I corresponden a niveles arenodominantes en la mayor parte del área de estudio, aunque en algunos sectores cambian lateralmente a arcilitas. Comprendidos por areniscas medias a gruesas, con alto contenido de minerales ferromagnesianos (Fig. 28) e intercaladas con pequeños niveles de conglomerados. La unidad intermedia entre los niveles G-H presenta clara dominancia de fracción limo-arcillosa (Fig. 28). Esta formación presenta pliegues parásitos al dorso del Anticlinal Las Salinas Sur (Fig. 29).



Figura 28: **Izquierda.** Los 3 paquetes que representan a la Formación Quebrada del Cura. **Arriba.** Una muestra de litoarenisca media con abundante magnetita.



Figura 29: Pliegue parasito de Formación Quebrada del Cura en el flanco oriental del Anticlinal Las Salinas Sur

Formación Huachipampa: está limitada en su techo con el nivel guía “I” y su base se encuentra a pocos metros por debajo del nivel “J”. Este desfase entre “J” y la base de la Formación Huachipampa se debe a que los niveles guías fueron fotointerpretados siguiendo los cambios más abruptos, sin embargo, en terreno se reconocieron niveles tobáceos por debajo de “J” que marcan el inicio de la Formación Huachipampa (Fig. 30). Su espesor de 350 metros aproximadamente se ve reducido en la sección perteneciente al dorso del Anticlinal Las Salinas (Columna Este), donde solo alcanza 270 metros de espesor.

Litológicamente se compone principalmente de arcilitas gris rosáceas, con menores niveles de areniscas de igual coloración. A la base aparecen tobas seguidas inmediatamente de arcilitas color rojo anaranjado y litoareniscas blanquecinas gruesas a sabulitas con alto contenido de ferromagnesianos (Fig. 31).



Figura 30: *Izquierda.* Una falla dextral que afecta a las formaciones Quebrada del Cura, Huachipampa (entre “I” y “J”) y Quebrada del Jarillal. *Derecha.* Detalle del nivel tobáceo que marca la base de la Formación Huachipampa.

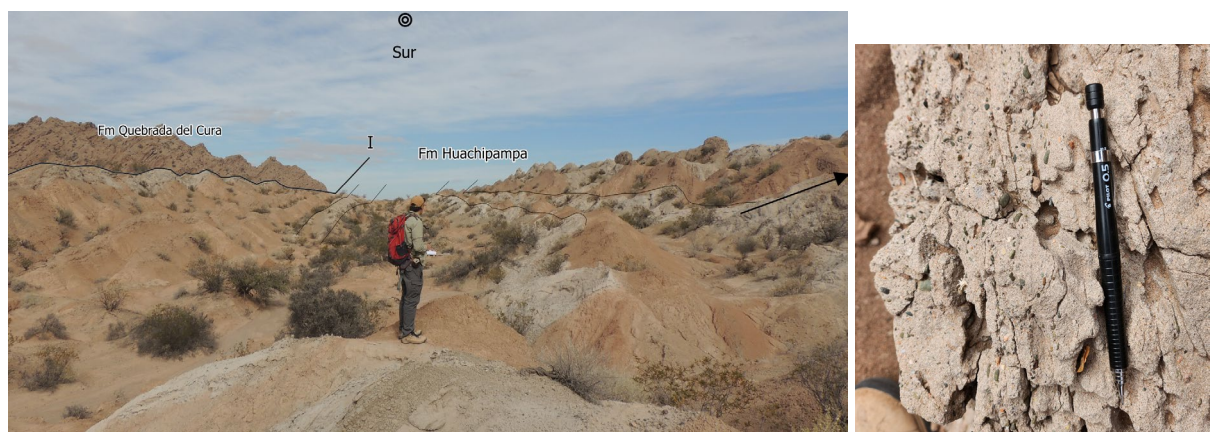


Figura 31: *Izquierda.* Secuencia monoclinical de arcilitas rojo anaranjado intercaladas con litoareniscas blanquecinas. *Derecha.* Detalle de las litoareniscas gruesas blanquecinas.

Formación Quebrada del Jarillal: forma parte de los núcleos de los Anticlinales Niquivil y Las Salinas Sur y Norte. El techo de esta unidad se caracteriza por la presencia de areniscas finas laminadas, estratificación entrecruzada tangencial y laminación convoluta de colores rojizos fuertes derivados de la oxidación del hierro, acompañadas de abundantes niveles de arcilitas color rojo ladrillo y vetas rellenas de yeso de hasta 15 cm de espesor en el flanco frontal de los anticlinales de hábito cristalino y botroidal (Fig. 32). También se hace presente un nivel de coloración verdosa, derivado de la posible existencia de hierro en estado ferroso (Fe^{2+}).



Figura 32: **A.** Vista al sur del Anticlinal de Niquivil con relieve monoclinal de los estratos de la Formación Quebrada del Jarillal. **B.** Vista al noreste desde el Anticlinal Las Salinas Sur, notar estratos volcados de la Formación Quebrada del Jarillal en el flanco oriental del mismo pliegue. **C.** Falla intraformacional dentro de Formación Quebrada del Jarillal. **D.** Veta de yeso cristalino. **E.** Estratificación entrecruzada tangencial. **F.** Laminación convoluta.

Comparativamente, esta unidad expone mayor grado de deformación en dirección al núcleo de los anticlinales, demostrando pliegues parásitos, fallas intraformacionales y zonas de harina de fallas con abundantes vetas rellenas de yeso. Sus estratos se encuentran volcados en ambos flancos en las partes centrales del pliegue Las Salinas Sur (Fig. 32), explicado anteriormente en la evolución de pliegues por flexión de falla. No fue posible reconocer la base de esta unidad.

4.2 Resultado

A partir de los niveles guías, límites formacionales, medición de espesores y modelo de pliegues por propagación de fallas, se realizó una sección geológica de escala 1 a 1 con exageración del nivel topográfico x 3, perpendicular a las estructuras principales (Fig. 33). Se integró la información del pozo Las Salinas e interpretación sísmica.

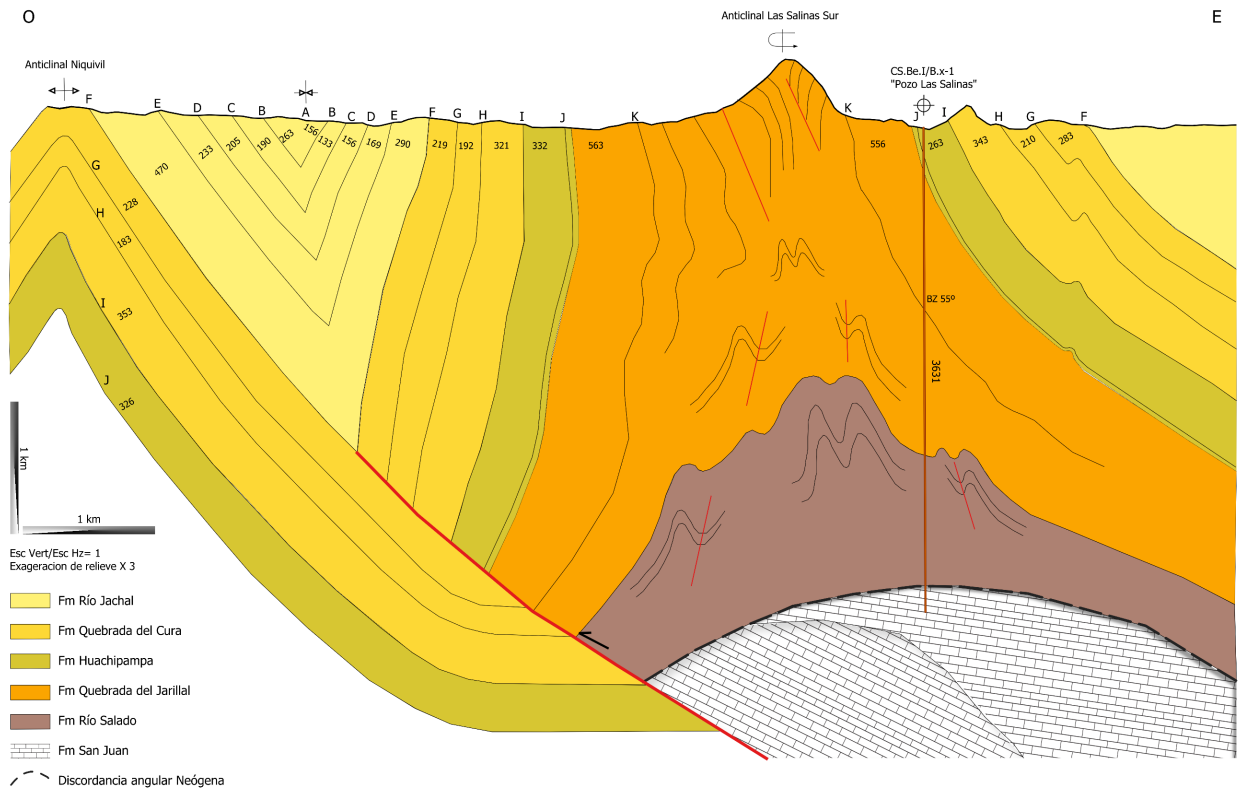


Figura 33: Sección geológica a partir de datos relevados en terreno, interpretación sísmica e información de pozo Las Salinas.

Capítulo 5: Análisis de Subsuelo

5.1 Set de datos

Se cargaron 816 km de líneas sísmicas 2D en Kingdom IHS, utilizando Seisee para la lectura de parámetros y asegurar un correcto ingreso de la información. Estos datos fueron provistos ya procesadas, sin necesidad de aplicar correcciones adicionales. La calidad de estos datos resulta regular, en el subsuelo del Valle del Rio Bermejo, a mala por debajo de los afloramientos de la POy y zona triangular. Asimismo, se contó con información de pozos que incluyó los siguientes: Las Salinas, Pozuelos, Niquivil Viejo-1, Bermejo y Niquivil Este (Fig. 34). Del pozo Pozuelos se contó con perfiles eléctricos y geológicos provistos por la cátedra de Geología de Combustibles Fósiles; del pozo Las Salinas se obtuvo la descripción de *cutting* mediante solicitud a YPF, aunque sin perfiles eléctricos; y de los pozos Niquivil Viejo-1, Bermejo y Niquivil Este se dispuso únicamente la información de locación, profundidad y formaciones interceptadas (Ver tabla 3). Para los perfiles del pozo Los Pozuelos se cargó el archivo .LAS, el cual consiste en un formato ASCII estandarizado para datos de perfilajes de pozo.

Pozo/Datos	Locación	Profundidad	Unidad en FP	Registro de rastros de HC	Cutting	Perfiles eléctricos			
						GR	SP	Res	DT
Los Pozuelos	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Las Salinas	X	X	X	X	X	-	-	-	-
Bermejo	X	X	X	X	-	-	-	-	-
Niquivil Este	X	X	X	X	-	-	-	-	-
Niquivil Viejo-1	X	X	X	X	-	-	-	-	-

Tabla 3: Set de datos disponibles de cada pozo

La interpretación geológica de superficie se realizó a partir de cartografía existente, trabajos previos y fotointerpretación. Asimismo, se efectuaron relevamientos de campo para verificar afloramientos, realizar mediciones y obtener datos estructurales.

Finalmente, la integración de datos de superficie y subsuelo permitió la elaboración de mapas en tiempo y el desarrollo de una sección geológica que vincula ambas escalas, con el objetivo de establecer una interpretación estructural y estratigráfica coherente de la zona de estudio.

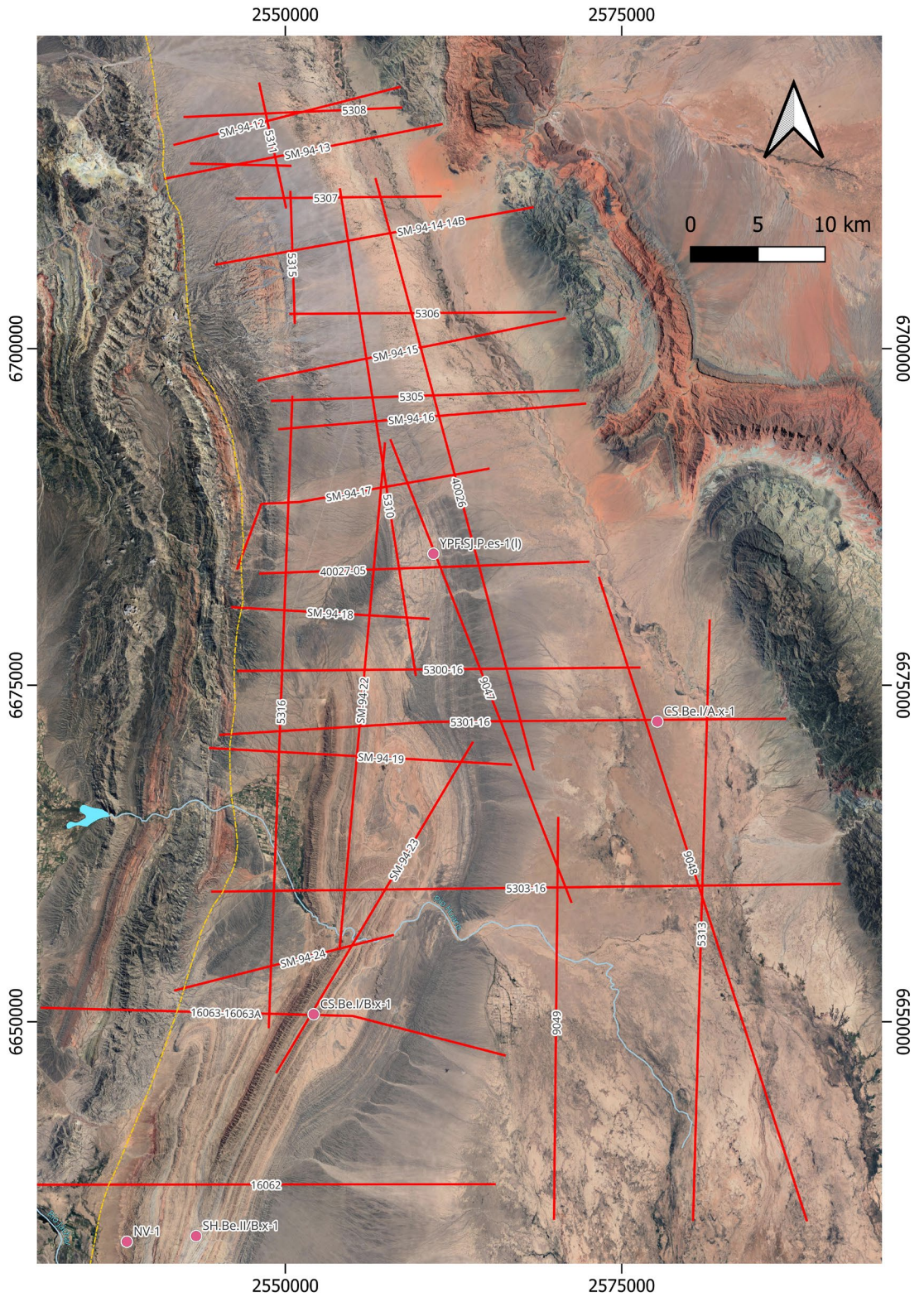


Figura 34: Set de datos. Líneas sísmicas y pozos sobre los cuales se trabajó.

5.2 Interpretación Sísmica 2D

Se realizó la interpretación de los horizontes correspondientes a los techos de las unidades aflorantes en la Sierra de Mogna (también llamada Sierra del Morado por otros autores) y Sierra de Huaco en conjunto con pases formacionales obtenidos de pozos. Esto permitió e interpretar

las estructuras de las unidades estratigráficas en el subsuelo del Valle del Río Bermejo. Los mapas están limitados en su extensión según la continuidad de los horizontes en las líneas sísmicas. En algunos casos los horizontes no se lograron interpretar por la deficiente calidad del dato, y en otras ocasiones por motivos geológicos (rechazo de falla y acuñamiento).

Se realizaron mapas isócronos estructurales de cuatro niveles, de los cuales tres pertenecen a límites formacionales dentro del Grupo Pontón Grande y uno al techo del Ordovícico, que coincide con la base del Neógeno (basado en pozo Las Salinas). Estos son los topes de las formaciones San Juan, Huachipampa, Quebrada del Cura y Río Jáchal.

En el subsuelo, los mapas isocoros (en tiempo sísmico doble) permiten analizar la cuenca de antepaís neógena en una franja central del depocentro orientada de norte a sur, donde se observa un espesamiento de 5 km a más de 6.5 km hacia el norte del Valle del Bermejo (Fig. 35).

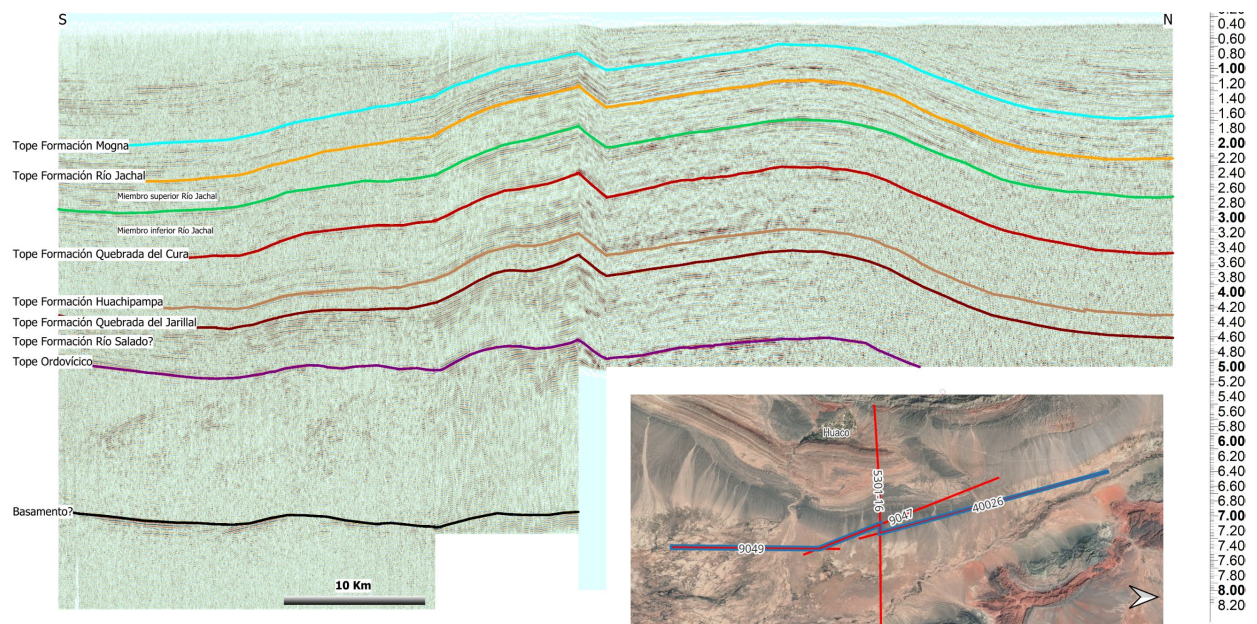


Figura 35: Sección sísmica Norte-Sur que evidencia el espesamiento de las unidades en dirección Norte. Notar como el cambio de espesor es más marcado en las unidades basales.

La línea sísmica de la figura 35 muestra un reflector de alta amplitud por encima del cual se observa un paralelismo entre los horizontes, reflejo de la paraconcordancia entre estos, interpretado como el tope del Ordovícico y base del Neógeno. Por debajo de este nivel se presentan geometrías en donde los horizontes presentan angularidades significativas, interpretado como una paleoestructuración de faja plegada y corrida de la fase Oclóyica. En la parte más profunda, a aproximadamente 7 segundos (TWT) se destaca un reflector continuo,

interpretado como basamento metamórfico y nivel de despegue de los corrimientos de POr que forman los pliegues por propagación de fallas.

5.2.1 Mapa isócrono estructural - Tope de la Formación San Juan

Este nivel es identificado en la sísmica como un reflector de alta amplitud que marca un cambio notorio entre niveles más congruentes sobre él y reflectores oblicuos entre sí por debajo de este nivel (Fig. 12). En el Pozo Las Salinas se interpreta en 3.500 m b. b. p., donde es sobreyacido por la columna neógena de depósitos de antepaís (Figs. 45 y 46). En esta posición, la falta de las sucesiones del Paleozoico inferior, superior y Mesozoico resulta de particular interés debido al potencial acuñamiento en la extensión del subsuelo de la POr, tal como podría ocurrir con la Formación Gualcamayo.

Se limita su extensión hacia el norte debido a una marcada profundización, superando la profundidad visible de la sísmica. Hacia el Oeste es cortado por las fallas F1, F2 y F3 generando los pliegues por propagación de fallas Las Salinas Norte, Las Salinas Sur y Pozuelos respectivamente (Fig. 36). Su continuidad más allá de estas fallas no es interpretada debido a una baja calidad del dato sísmico. Se intercepta por los pozos Cs.Be.I/B.x-1 (Las Salinas) y SH.Be.II/B.x-1 (Niquivil Este), ambos a los 3500 m b. b. p. en su punto mas cercano a la superficie, los pozos YPF.SJ.P.es-1(I) (Pozuelos) de 5132 m b. b. p. y Cs.Be.I/A.x-1 (Bermejo) de 5249 m b. b. p. no lograron interceptarlo. No se interpretó este nivel hacia el pozo Niquivil Este debido a la falta de datos sísmicos.

En la sección de la figura 43 (interpretación línea sísmica 16063-16063A) se esquematizan las complejas geometrías estructurales que se interpretan en subsuelo. Se mapeo en los dorsos de los anticlinales Las Salinas Sur y Norte y Pozuelos, en todos los casos la plataforma carbonática es levantada por fallas profundas generadoras de pliegues por propagación de fallas. Hacia el subsuelo del Valle del Río Bermejo, es levantado por la falla F4 que da origen al anticlinal subterráneo del Bermejo.

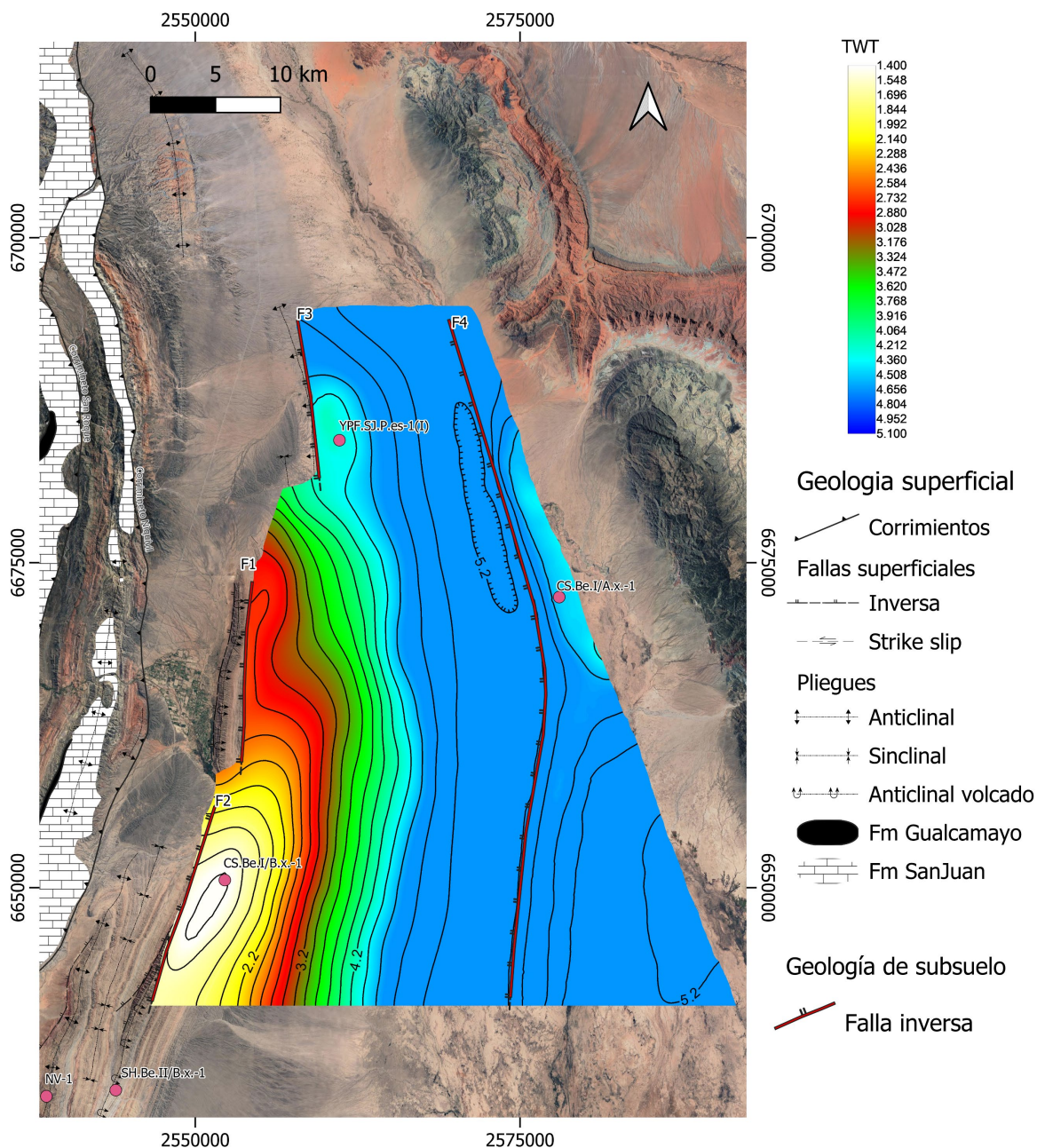


Figura 36: Mapa estructural en tiempo doble (TWT) del tope de la Formación San Juan (Ordovícico).

5.2.2 Mapa isócrono estructural - Tope de la Formación Huachipampa

La Formación Huachipampa se reconoce aflorando en los flancos orientales de los pliegues Niquivil, Las Salinas Sur y Norte. Desde estos niveles aflorantes se profundiza hacia el centro del valle del Bermejo hasta ser afectada por la falla F4, al este de la misma este nivel se torna indiferenciable. En el subsuelo del Anticlinal Los Pozuelos esta unidad es levantada por la falla F3 (Fig. 37). Ubicado en el dorso del Anticlinal Las Salinas Norte se observa una falla sinistral, también reconocida en superficie, debido al acomodamiento por plegamiento que afecta a la Formación Huachipampa. Hacia el norte del Valle del Río Bermejo se interpreta una falla con evidencias de actividad cuaternaria F5 que afecta a las unidades del Mioceno superior.

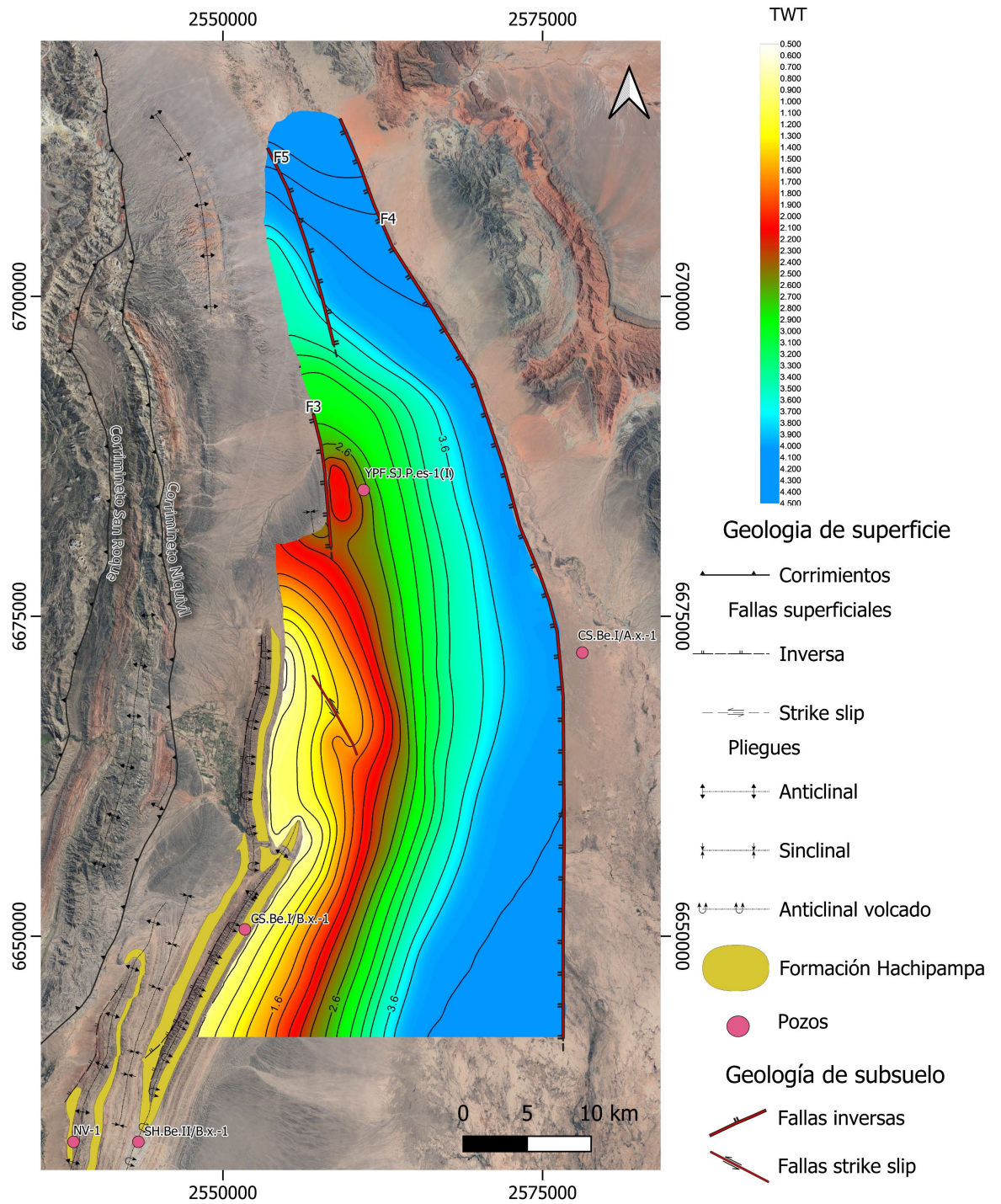


Figura 37: Mapa estructural en tiempo doble (TWT) del tope de Formación Huachipampa.

El pozo Las Salinas tiene su ubicación por debajo del techo de la Formación Huachipampa, y los pozos Pozuelos y Bermejo describen haber perforado el tope de esta unidad próximos a su tramo más profundo. Esta unidad está compuesta por granulometrías predominantemente finas, de tipo limo-arcillas, constituyendo un potencial sello para el área (Fernández, 2020).

5.2.3 Mapa isócrono estructural - Tope de la Formación Quebrada del Cura

La estructuración del tope de la Formación Quebrada del Cura es similar a la descrita para el tope de la Formación Huachipampa. Sus límites al oeste bordean los afloramientos de esta unidad, para luego hacia el norte ser afectado por la F3 y formar el anticlinal Los Pozuelos (Fig. 38). Al dorso del anticlinal Las Salinas Norte el horizonte es afectado por la misma falla sinistral del mapa anterior. Limitada al este por la F4 y al norte es afectada por la falla de actividad cuaternaria F5.

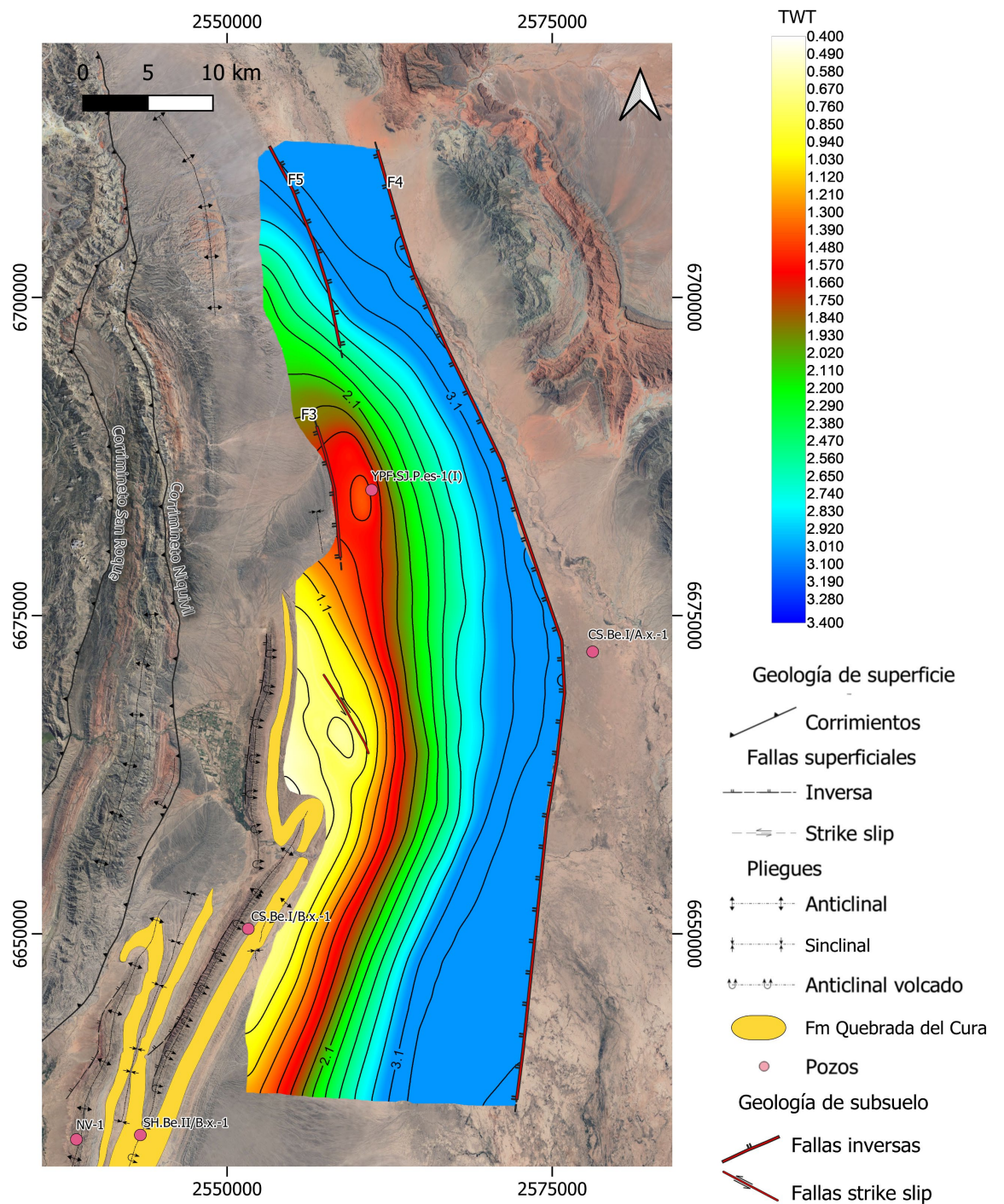


Figura 38: Mapa estructural en tiempo doble (TWT) del techo de la Formación Quebrada del Cura.

5.2.4 Mapa isócrono estructural - Tope de la Formación Río Jáchal

El tope de la Formación Río Jáchal se interpreta en un nivel sísmico continuo hacia el Norte hasta el límite con la provincia de La Rioja y se extiende al este de la falla F4, evidenciando la ubicación del anticlinal de subsuelo el Bermejo, objetivo de perforación en 1971 por Cities Service. Hacia el oeste la Formación Río Jáchal aflora en la mayor parte del área en los dorsos y núcleos de los anticlinales (Fig. 39).

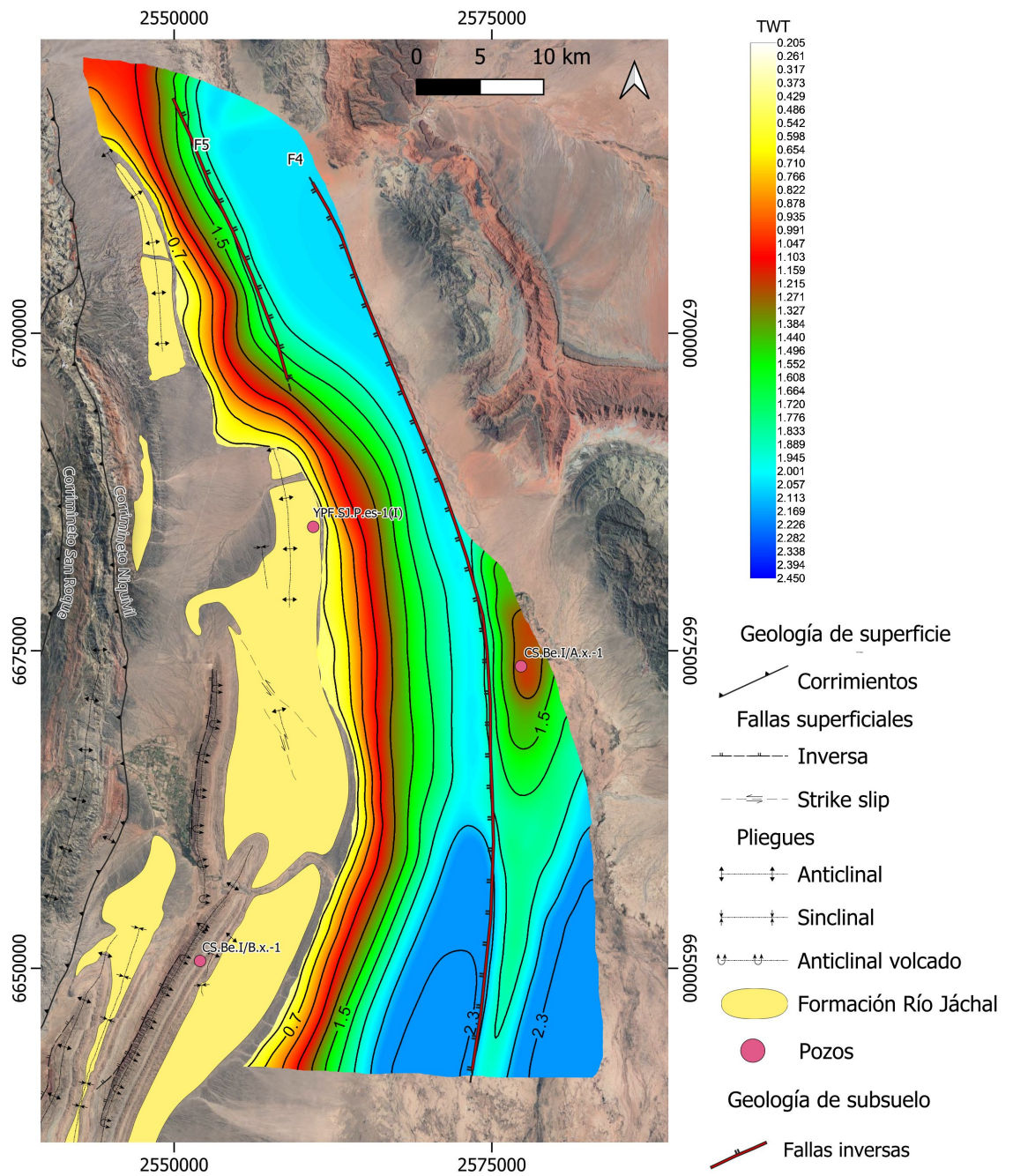


Figura 39: Mapa estructural en tiempo doble (TWT) del techo de la Formación Río Jáchal.

5.2.5 Mapa isócoro tope Formación San Juan - tope Formación Huachipampa

Este mapa muestra el tiempo de doble de recorrido medido en la vertical (TWT) entre el tope de Huachipampa y el tope del Ordovícico o base del Neógeno (basado en pozo Las Salinas), representando las variaciones de espesores de las unidades basales del Grupo Pontón Grande (formaciones Río Salado, Quebrada del Jarillal y Huachipampa). Como principal característica presentan aumento de espesor en TWT hacia el norte de la cuenca del Bermejo, desde valores de 0,9 a 1,55 segundos en una distancia de 55 km, esto es, un aumento del 72% (Fig. 40). Aplicando una velocidad promedio estimada representa un aumento de espesor de unos 1000 m.

Esta sismosecuencia limitada entre el tope de la Formación San Juan y el tope de la Formación Huachipampa fue atravesada por los pozos Sierra del Morado, Lago 1 y Lago 2, ubicados hacia el sur fuera del área de estudio. En dichos pozos se constataron niveles del Paleozoico superior y medio entre el Neógeno y el Ordovícico. En el área de estudio, esta sismosecuencia no ha sido atravesada en sectores profundos o de depocentros neógenos, lo que no permite discriminar la presencia de niveles paleozoicos post ordovícicos y/o mesozoicos que puedan estar dispuestos en paraconcordancia con el Neógeno y que no fueran erosionados por la discordancia terciaria. Sin embargo, se considera poco probable la preservación de secciones del Paleozoico post Ordovícico y Mesozoico en el Valle del Río Bermejo septentrional, debido al espesamiento progresivo a lo largo de su eje N-S. Por esto, se concluye que el espesamiento hacia el Norte se debe principalmente a las unidades basales del Grupo Pontón Grande (formaciones Río Saldo, Quebrada del Jarillal y Huachipampa), lo que permite inferir una marcada asimetría N-S de la cuenca entre 18 y 9 Ma, con un depocentro próximo a la localidad de Guandacol.

Esta interpretación coincide con el aumento de espesor observado en afloramientos a escala regional, desde la localidad Loma de Las Tapias (Ullum), con aproximadamente 1,8 km, pasando por Mogna con 4 km, hasta Huaco al norte, con 5,6 km de Neógeno (Milana et al., 2003).

En sentido este oeste, al dorso del Anticlinal Las Salinas Sur se observa una disminución de espesor causada por el plegamiento, y un aumento de espesor hacia la charnela, condición esperable en un pliegue con marcada vergencia. Mas al Norte, en la Sierra de Huaco al dorso del Anticlinal Las Salinas Norte se presentan espesamientos por tectonismo en las unidades Neógenas.

Los datos de profundidad se calcularon a partir de una carta de velocidades obtenida de perfil sísmico del pozo Pozuelos bis, utilizando una velocidad promedio de 1,7 m/ms.

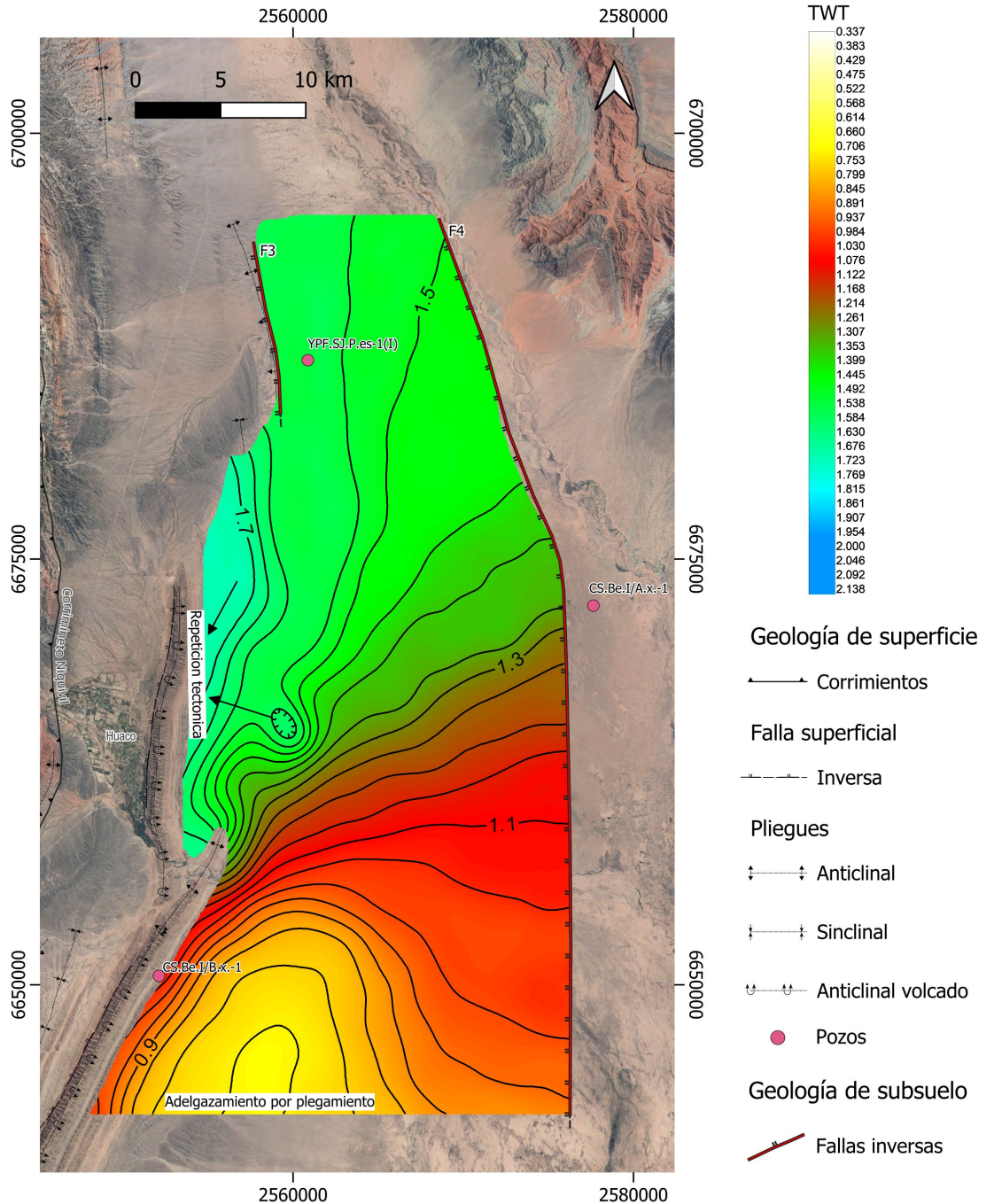


Figura 40: Mapa isocoro de tope Formación San Juan – tope Formación Huachipampa con un eje Norte Sur con grandes variaciones de espesor.

5.2.6 Mapa isócoro tope Formación Huachipampa – tope Formación Rio Jáchal

Este mapa representa el espesor entre las formaciones Quebrada del Cura y Rio Jáchal, correspondientes a las dos unidades de mayor espesor del Grupo Pontón Grande. Este intervalo estratigráfico, al igual que el intervalo estratigráfico inferior, presenta tendencia en aumento de

espesor hacia el norte (Fig. 41). Su variación es menor, midiendo un aumento de espesor en tiempo de recorrido doble del 15% (equivalente a 500 metros) en 70 km de la horizontal, marcando un depocentro hacia Guandacol entre los 9 y 4 Ma. No se observan espesamientos por repeticiones tectónicas.

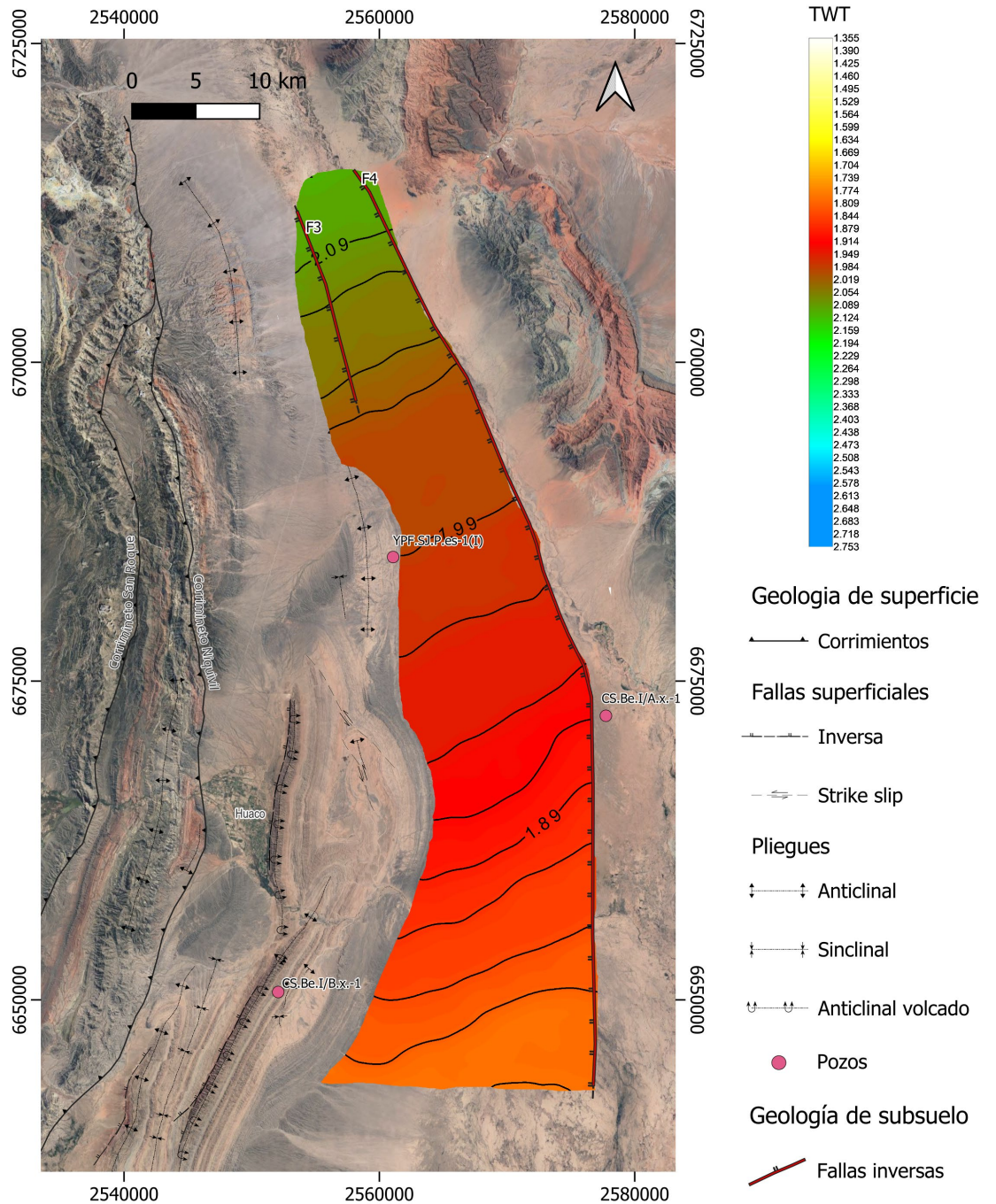


Figura 41: Mapa isocoro tope Huachipampa – tope Río Jáchal con eje Norte Sur que aumenta de espesor hacia el Norte

5.2.7 Estratos de crecimiento

Los estratos de crecimiento (EC) son depósitos sedimentarios que se acumulan simultáneamente con la deformación tectónica activa y la variación de espesores se relaciona

directamente con la magnitud de la deformación. Estos niveles se encuentran comúnmente al dorso de los pliegues por propagación de falla y ayudan a entender cuándo y cómo se activaron las fallas y pliegues, siendo una herramienta clave para entender la cinemática y *timing* de las estructuras de la Precordillera Oriental. Basándose en esto, Zapata y Allmendinger (1996) determinaron una secuencia de retrocorrimiento para las estructuras de la PO. Interpretaron un inicio de la deformación del Anticlinal Niquivil hace 2.7 Ma, luego se forma el Anticlinal Las Salinas hace 2.6 Ma, el Anticlinal Bermejo hace 2 Ma y posteriormente la activación del sistema de Sierras Pampeanas. Estos arreglos geométricos también tienen lugar en los flancos frontales de los pliegues y son documentados por Zapata *et al.* (1996) en el anticlinal no aflorado del Bermejo.

La relación entre la tasa de elevación de la estructura y la tasa de sedimentación determinarán la geometría de los estratos de crecimiento. Cuando la tasa de sedimentación es mayor que la tasa de elevación ocurre que los estratos se adelgazan hacia la cresta de la estructura y pueden llegar a cubrir la misma, generando patrones de *toplap*. Y cuando la relación se invierte los estratos presentan geometrías en *onlap*.

Estratos de crecimientos son interpretados en múltiples líneas sísmicas ubicadas al dorso de los anticlinales Las Salinas Sur, Las Salinas Norte y Los Pozuelos, evidenciando el momento en que la cuenca toma un comportamiento que responde al levantamiento de la Precordillera Oriental, en donde el espacio de acomodación para los sedimentos aumenta hacia el este.

Se realizó un mapa de espesores en tiempo doble entre la base de los estratos de crecimiento y su parte más somera, evidenciando la disminución de espesor hacia la cresta de las estructuras (Fig. 42).

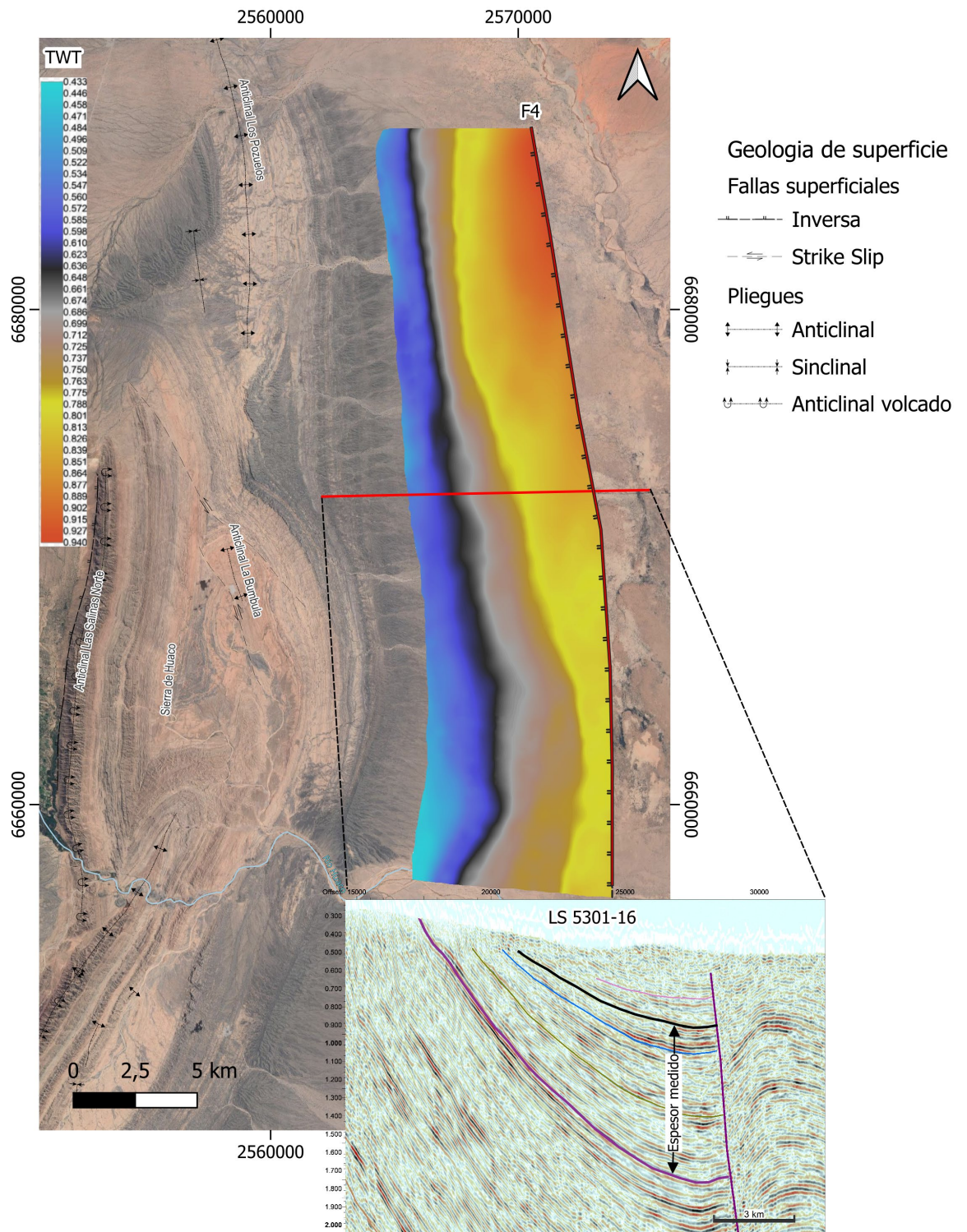


Figura 42: mapa isócoro de los estratos de crecimiento, mostrando un fuerte acuñamiento hacia la estructura que se está levantando al momento de depositarse estos estratos. Estratos pertenecientes a la Formación Mogna y más modernos.

La base de estos estratos de crecimiento constituye un límite estratigráfico esencial, testimonio del primer registro sedimentario asociado al desarrollo de un frente de deformación. Estos niveles en las líneas sísmicas ubicadas al dorso del Anticlinal Las Salinas Norte y Pozuelos fueron asignados dentro de la unidad basal de la Formación Mogna, interpretando que estas

estructuras tuvieron la principal deformación a la base de esta unidad, hace entre 4 y 1.5 Ma (Piacense-Calabriense) basado Milana *et al.* (2003) o hace 2.7 Ma según Zapata y Allmendinger (1996).

Hacia el este, en el flanco frontal del Anticlinal Bermejo, se pueden observar estratos de crecimientos que abarcan unidades estratigráficas más jóvenes que los del Anticlinal Las Salinas Norte. Esto se interpreta como una edad más joven para la estructuración del Anticlinal Bermejo, en correspondencia con la interpretación de secuencia de retrocorrimiento para la POr (Zapata y Allmendinger 1997).

En este trabajo se identifica un diacronismo en la base de los estratos de crecimientos entre las distintas líneas sísmicas ubicadas al dorso del Anticlinal Los Pozuelos (línea 40027-05) con las ubicadas en Las Salinas Norte (líneas 5300-16 y 5301-16) (Fig. 43). La línea 40027-05 presenta un nivel de base de estratos de crecimientos estratigráficamente más elevado (Base EC 2) que la base de estratos de crecimientos en las líneas 5300-16 y 5301-16 (Base EC 1), permitiendo entender al Anticlinal Los Pozuelos como una estructura más joven que el Anticlinal Las Salinas Norte. Esto está en sintonía con la estructuración en retrocorrimiento de la Precordillera Oriental propuesto por Zapata y Allmendinger (1997).

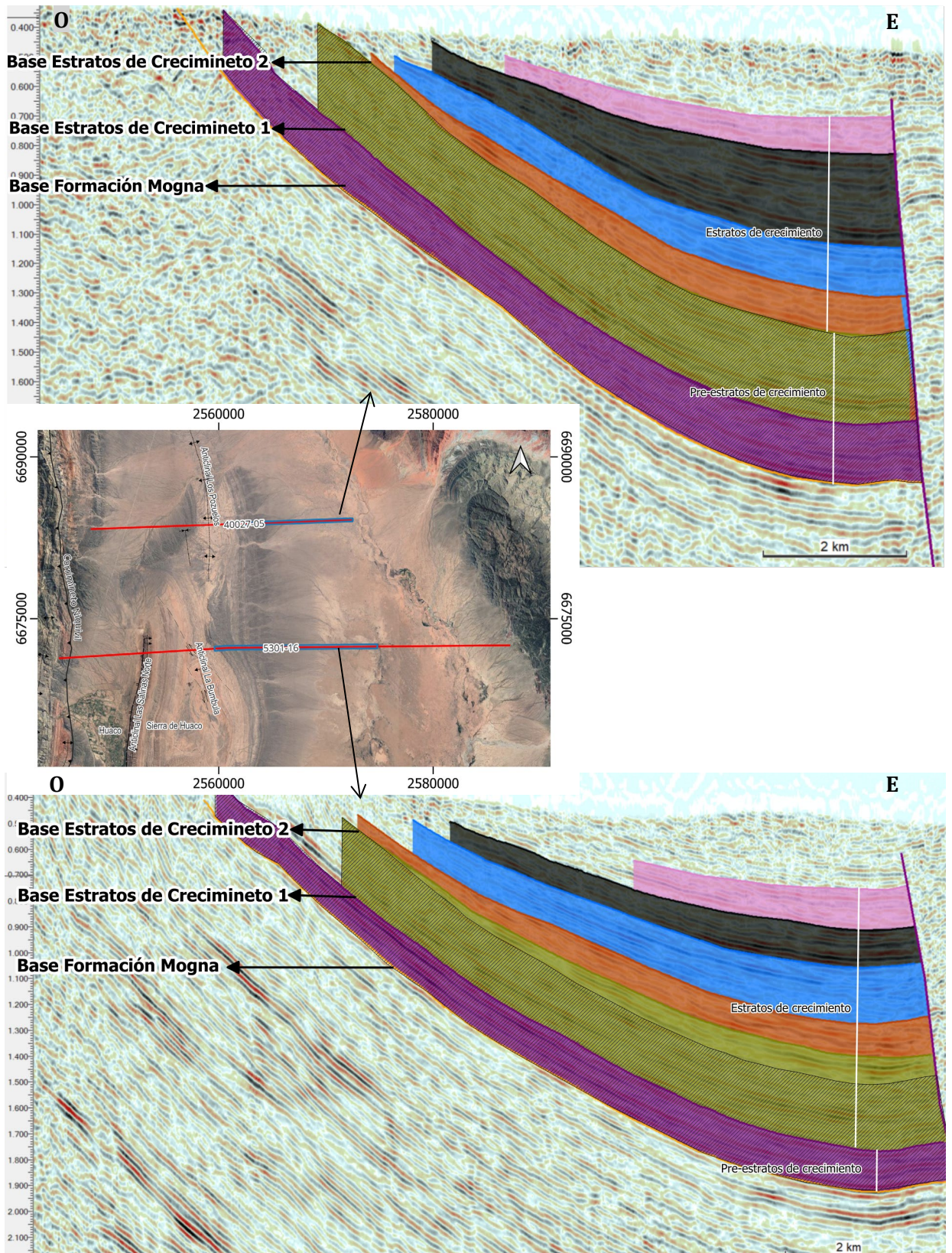


Figura 43: Líneas sísmicas mostrando diaconismo entre la base de los estratos de crecimiento (Base EC), el recuadro rallado indica espesor constante. **Arriba** la línea sísmica 40027-05 al dorso del Anticlinal Los Pozuelos, con base de estratos de crecimiento correspondiente en “Base de Estratos de Crecimineto 2”. **Abajo** línea sísmica 5301-16 al dorso del Anticlinal Las Salinas Norte, con base de estratos de crecimiento en nivel “Base Estratos de Crecimineto 1”.

Dentro de los estratos de crecimientos se identifican secciones de hábito tabular, interpretadas como periodos de levantamiento de la estructura más lentos o nulos. Las posteriores reactivaciones producen nuevos ciclos en cuña en el dorso del anticlinal, siendo de gran utilidad para comprender la historia cinemática en la escala temporal.

Los horizontes sísmicos de las bases de estratos de crecimiento fueron proyectados hasta nivel de terreno (Fig. 44). Esto permitió medir el espesor que separa las bases diacrónicas de los estratos de crecimiento. Midiendo una distancia horizontal de 1.300 metros y datos de buzamiento promedio de 11° (Informe de pozo Pozuelos) se obtuvo un espesor real de 250 metros entre las dos bases de estratos de crecimiento. Basándose en los datos proporcionados de Johnson *et al.* (1986) de una tasa de acumulación de sedimentación promedio de 0.58 mm/año para la Formación Mogna, se estima una edad de 0,43 Ma posterior a la formación del Anticlinal de Las Salinas Norte.

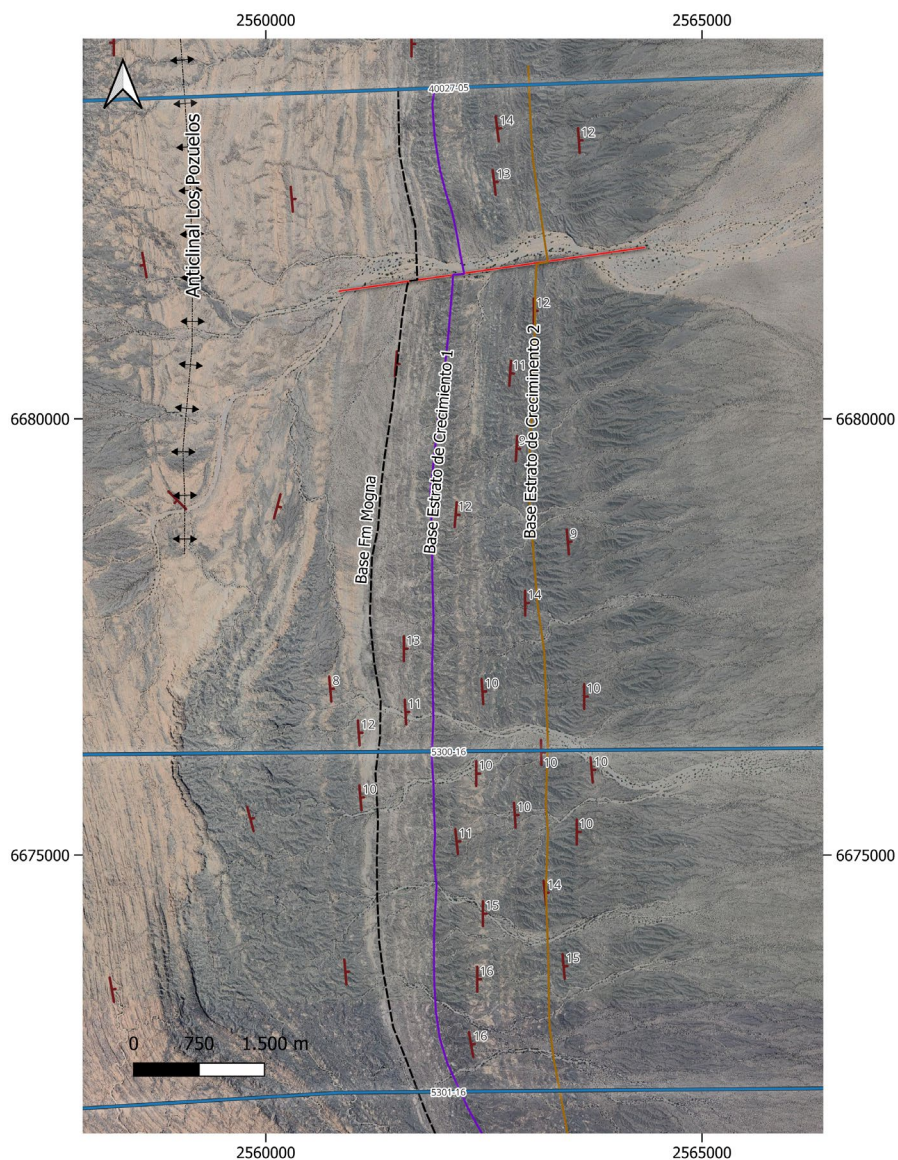


Figura 44: Afloramiento de las bases de los estratos de crecimiento, trazas de líneas sísmicas en azul oscuro y datos de buzamiento para obtención de espesor real entre ambas superficies. En rojo se indican las fallas.

Capítulo 6: Análisis geológico integrador

6.1 Modelado de sección sismo estructural

Sobre la línea sísmica 16063-16063A, se elaboró un modelo que integra los datos de afloramientos de POr y PC, información de pozo Las Salinas e interpretación sísmica. El modelo aquí expuesto para la zona triangular corresponde a una cuña del sistema de vergencia oriental que penetra en la base de las rocas carbonáticas y origina las estructuras del sistema de vergencia occidental a partir del *wedge tip*. En la zona de interferencia de esta sección se observa un arqueamiento del basamento causado por su “resistencia” al empuje andino (Fig. 45).

La existencia de la Formación Gualcamayo en la zona triangular y al dorso de las estructuras de Precordillera Oriental es incierta, pero necesaria, basado en los rastros de hidrocarburos presentes en el Anticlinal de Niquivil. Se propone una continuidad estratigráfica entre los afloramientos de Precordillera Central y el subsuelo del triángulo tectónico, estando preservadas las unidades Paleozoicas aflorantes en Precordillera Central. Tal como se muestra en la sección sismo estructural 16063-16063A.

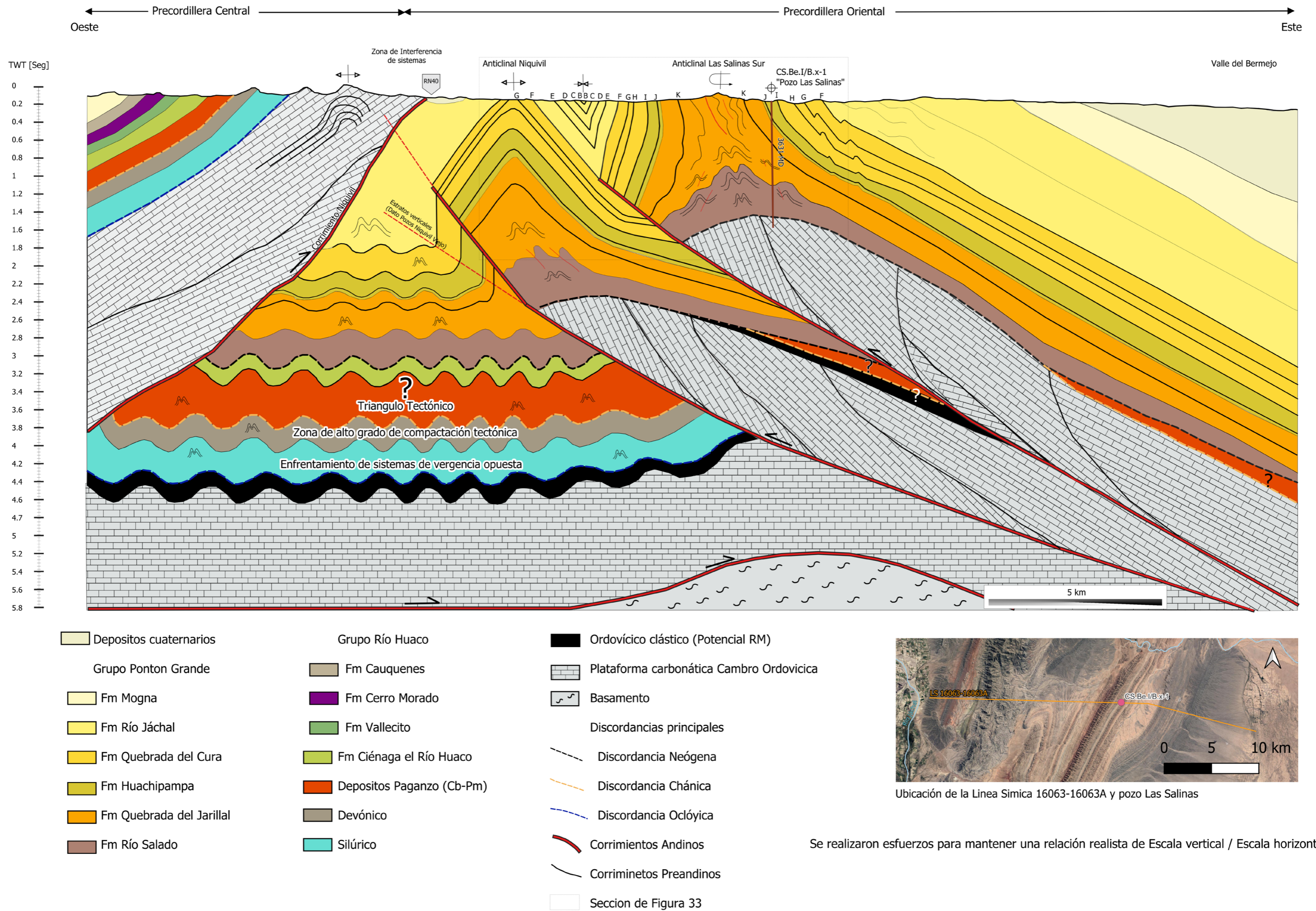
Los anticlinales de la POr se formaron mediante el mecanismo de propagación de fallas (Allmendinger 1990), reconocidos por pliegues con marcada asimetría en superficie sobre las terminaciones de fallas interpretadas en la sísmica. Las fallas que dan lugar a estos pliegues finalizan dentro del mismo núcleo del sinclinal y su deformación es absorbida con el plegamiento de los estratos sobre el *fault tip*.

Para el primer corrimiento de vergencia occidental que da lugar al Anticlinal Niquivil, se propone un pliegue por propagación de falla con ruptura (*Fault broken propagation*) (Suppe 1990) con despegue en la zona de acuñamiento, el cual genera una superficie axial mediante la cual las capas plegadas del Grupo Pontón Grande se hacen verticales. Este mecanismo se propuso en base a las evidencias expuestas por los pozos Niquivil Viejo 1, 2, 3 y 4, en donde todos constataron una falla somera después de la cual se pasa a capas verticales. Esta misma estructura se propaga hasta la Precordillera Central, dando lugar a una zona de interferencia entre ambas estructuras, coincidente con lo observado en la Quebrada de las Tres Sorpresas estudiado por Zapata y Allmendinger (1996) (Fig. 9). Las unidades del núcleo en subsuelo del Anticlinal Niquivil son desconocidas. Dejando la interrogante de las posibles unidades Paleozoicas y/o Mesozoicas allí presentes.

A las espaldas de este corrimiento, en secuencia de retrocorrimiento, se forma la estructura que da lugar al Anticlinal Las Salinas Sur. Esta estructura ha sido estudiada mediante los pozos Las Salinas y Niquivil Este, ambos alcanzando los niveles carbonáticos cambro ordovícicos a una profundidad de 3,5 km sobre las cuales se apoya el Grupo Pontón Grande. Las unidades neógenas que forman parte del núcleo de este anticlinal presentan gran deformación por acomodamiento del mismo. La presencia de niveles de areniscas finas laminadas y pelitas en las unidades basales de Formación Quebrada del Jarillal y Formación Río Salado dan lugar a grandes deformaciones e incluso fallas intraformacionales evidenciadas en terreno. El flanco frontal del Anticlinal Las Salinas Sur se encuentra volcado formando un pliegue cerrado, que deriva en la disminución de espesores en las unidades superiores que no fueron afectadas por el fallamiento, ya explicado en el capítulo 4.

Estructuralmente, por debajo del techo del Ordovícico se observan geometrías interpretadas como una Faja plegada de edad Oclóyica de vergencia Occidental documentada en Precordillera septentrional por Thomas y Astini (2007) (Fig. 10). Marcando una correspondencia espacial entre dos sistemas de vergencia occidental de distintas edades, la estructuración andina de Precordillera Oriental con la fase Oclóyica en unidades ordovícicas.

A partir de los reportes de *cutting* se realizó una columna del pozo Las Salinas. Se muestran los pases formacionales propuestos mediante perfiles eléctricos por la compañía Cities Service y una tabla con sus nomenclaturas análogas propuestas por Kelly (1961). Este pozo comienza en la Formación Huachipampa, en estratos que buzan 75° al este, para luego entrar a la Formación Quebrada del Jarillal y a la Formación Río Salado, donde el aumento de tobas se hace notorio y llegando a los conglomerados basales de la secuencia Neógena. En contacto mediante la discordancia angular Neógena se hacen presentes las calizas de la Formación San Juan (Fig. 46).



Ubicación de la Línea Sísmica 16063-16063A y pozo Las Salinas

Se realizaron esfuerzos para mantener una relación realista de Escala vertical / Escala horizontal = 1

Figura 45: Modelo de sección sísmo estructural para la línea sísmica 16063-16063

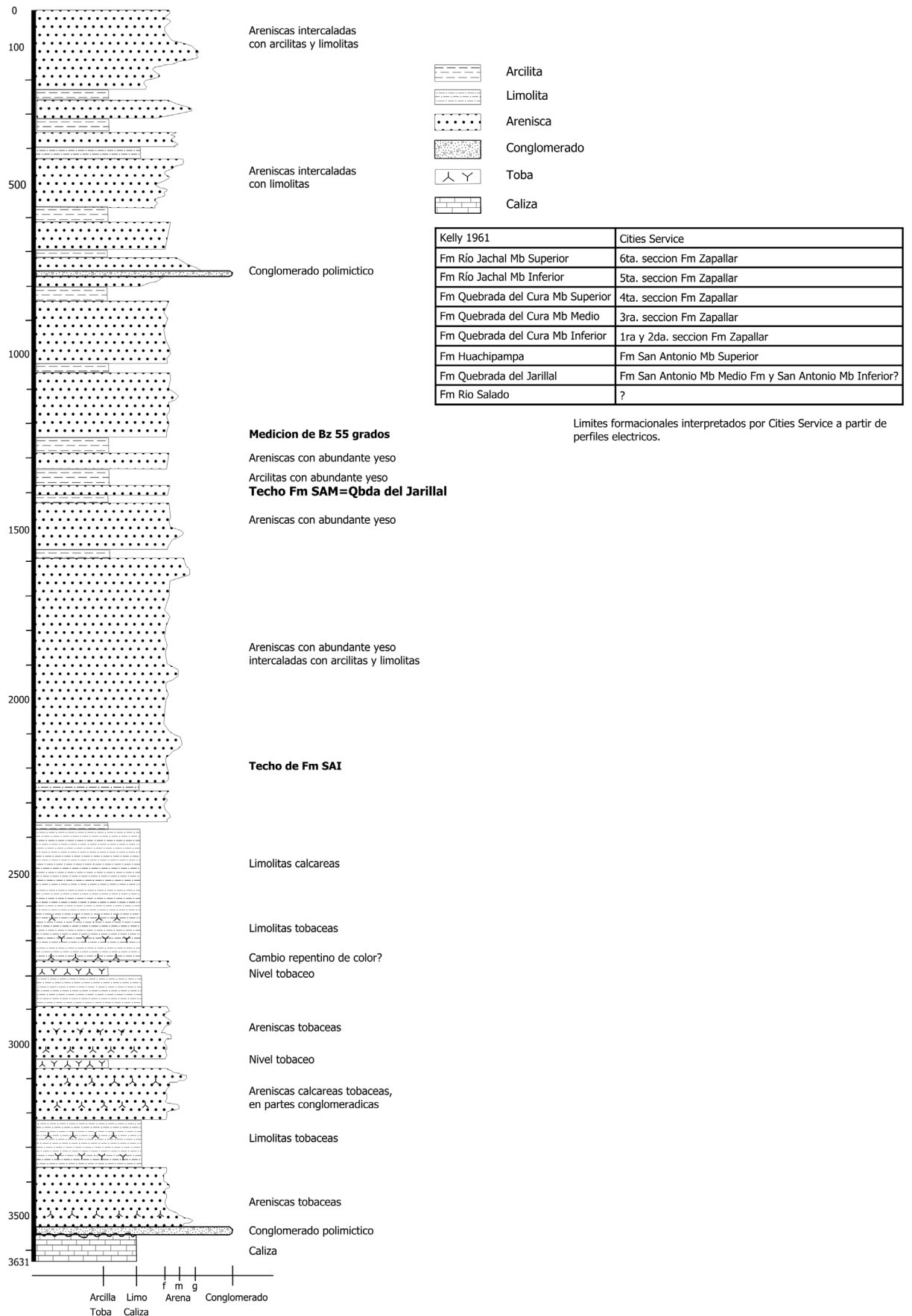


Figura 46: Columna de pozo Las Salinas a partir de descripción de cutting.

Capítulo 7: Conclusiones

Las conclusiones de este trabajo se organizan en cinco ejes: **1.** Rasgos estructurales en superficie de pliegues de POr; **2.** Geometría en subsuelo de la Cuenca del Bermejo en el área de estudio; **3.** Momento de la estructuración del Anticlinal Los Pozuelos; **4.** Modelo de sección sísmo estructural sobre línea sísmica 16063-16063A; **5.** Prospectividad remanente de hidrocarburos y propuesta de exploración.

1. El relevamiento de afloramientos al norte de la Sierra de Mogna en una sección E-O permitió reconocer una variación de espesores de origen tectónico en el Miembro Inferior de la Formación Río Jáchal. Esta unidad presenta un adelgazamiento del 32% en el flanco frontal del Anticlinal Las Salinas Sur respecto al flanco dorsal del Anticlinal Niquivil, pasando de 1.360 m a 904 m (Fig. 23). Según el modelo balanceado de Jamison (1987), este comportamiento corresponde a pliegues por propagación de falla con ángulos de interflanco cerrados y rampas de alto ángulo, donde la reducción de espesor responde a cizalla pura concentrada en las unidades no afectadas directamente por la falla principal en los flancos frontales.

2. En el subsuelo, los mapas isocoros (en tiempo sísmico doble) permiten analizar la cuenca de antepaís neógena en una franja central orientada de norte a sur, donde se observa un espesamiento de 5 km a más de 6,5 km hacia el norte del Valle del Río Bermejo. En las formaciones superiores del Grupo Pontón Grande (9–4 Ma) el cambio es sutil, con un acuñamiento N-S del ~15% (≈ 500 m). En el intervalo inferior, tope de Formación San Juan/base del Neógeno – tope de Formación Huachipampa, el espesamiento es mayor, aumentando un 72% ($=0,65$ s ≈ 1.000 m) en 55 km hacia el norte. La referida sismosecuencia ha sido atravesada al sur del área de estudio, en donde niveles del Paleozoico superior y medio fueron constatados (pozos Sierra del Morado, Lago 1 y 2). Dentro del área de estudio este intervalo no ha sido atravesado en sectores de depocentro, lo que no permite discriminar la presencia de niveles del Paleozoico medio, superior y/o Mesozoico. Sin embargo, la presencia de estos niveles se considera poco probable, debido al espesamiento progresivo a lo largo de su eje N-S. Por esto, se concluye que el espesamiento se concentra principalmente a las unidades basales del Grupo Pontón Grande (formaciones Río Saldo, Quebrada del Jarillal y Huachipampa), lo que indica una marcada asimetría N-S de la cuenca entre 18 y 9 Ma para el área de estudio, con un depocentro próximo a la localidad de Guandacol. Esta interpretación coincide con el arreglo general observado en afloramientos, desde la localidad Loma de Las Tapias (Ullum), con aproximadamente 1,8 km, pasando por Mogna con 4 km, hasta Huaco al norte, con 5,6 km de Neógeno (Milana *et al.* 2003).

3. Estratigráficamente por arriba de la referida cuña neógena se han interpretado estratos de crecimientos al dorso de los anticlinales Las Salinas Sur, Norte y Los Pozuelos. En base a esto, Zapata y Allmendinger (1996) proponen que la estructuración del Anticlinal Las Salinas tiene una edad de 2.6 Ma y para el Anticlinal Bermejo de 2.0 Ma. En este trabajo se propone que el Anticlinal Los Pozuelos se formó en un momento intermedio, siguiendo una secuencia de retrocorrimiento de Oeste a Este, con una edad estimada de 2,2 Ma a partir de espesores estratigráficos y tasas de sedimentación.

4. Integrando la geología de campo con la interpretación de subsuelo, se realizó la sección sismo-estructural regional sobre la línea sísmica 16063-16063A, proponiendo un modelo de cuña tectónica para los carbonatos cambro-ordovícicos, que originan estructuras de respuesta pasiva con vergencia occidental a partir del *wedge tip*, acompañado de un arqueamiento del basamento de la zona triangular. El Anticlinal Niquivil responde a un pliegue por propagación de falla roto (Suppe 1990), mientras que en retrosecuencia el Anticlinal Las Salinas Sur presenta mayor deformación de núcleo y fallas intraformacionales. Bajo el techo del Ordovícico se reconocen geometrías interpretadas como la Faja Plegada Oclóyica de vergencia occidental (basado en Thomas *et al.* 2007).

5. El área estudiada es prospectiva para hidrocarburos generados en la Formación Gualcamayo, como demuestra Pérez *et al.* (2011) para afloramientos al este de PC. En cuanto a la madurez térmica, se han relevado estados avanzados en ventana de gas húmedo y seco para corrimiento San Roque, mientras que para el corrimiento de Niquivil la roca está inmadura a ventana de generación de petróleo. A su vez, Voldman *et al.* (2010), en conjunto con Mango *et al.* (2018) y Keller *et al.* (1993), aportan datos de CAI del Paleozoico inferior con valores entre 2 y 2.5 que respaldan la existencia de una roca madre en posible ventana de generación de petróleo y gas húmedo hacia el este del corrimiento Niquivil. La evidencia más contundente de una roca madre ordovícica en el subsuelo del área de estudio son los afloramientos del Neógeno con rastros de petróleo en el Anticlinal de Niquivil, cuya existencia pudo comprobarse en terreno. La presencia de acumulaciones mayores de petróleo en el subsuelo de la POr de Jáchal es aún una incógnita.

La mención de 60 litros de petróleo recuperado del pozo Bermejo.x-1 a 1.500 m b. b. p. (Clarín 2007) podría ser la evidencia más relevante de un sistema petrolero activo. Este fluido fue caracterizado químicamente como petróleo crudo (basada en comentarios verbales). Sin embargo, este hallazgo, con fuerte impacto mediático y político, tuvo escasa trascendencia técnica y exploratoria, aunque merece ser investigado en detalle.

En este contexto, se presenta al Anticlinal Niquivil como una estructura con prospectividad remanente, cuyo núcleo nunca fue explorado, ya que las perforaciones en la década del 1940 fueron en posición de flanco occidental sin salir del Neógeno, dejando sin resolver el origen de los rastros de hidrocarburos. En una primera etapa se sugiere aumentar la densidad y calidad de la información sísmica mediante el reprocesamiento y la registración de nuevas líneas sísmicas. Una segunda etapa consistiría en la perforación de un pozo de unos 3.700 m de profundidad al dorso del anticlinal; cuyos objetivos de exploración incluyen: (I) evaluar conglomerados basales del Neógeno, reservorios de muy buena calidad según Fernández (2020); (II) caracterizar los niveles fangolíticos de la Formación Río Salado como potencial sello; (III) verificar la existencia de secuencias mesozoicas y paleozoicas; (IV) confirmar roca madre ordovícica; y (V) examinar permeabilidad secundaria en el Paleozoico inferior. Esta propuesta de profundidad se sustenta en la experiencia del pozo Las Salinas, ubicado en una estructura superficialmente análoga. Esta perforación permitiría contrastar o reformular los modelos estructurales propuestos.

El momento crítico de la Formación Gualcamayo es desconocido para aquellas rocas que alcanzaron la maduración necesaria. La generación y migración de hidrocarburos pudo ocurrir durante la fase Chánica (Dev-Cb), a fines del Paleozoico superior, en el Cretácico Superior o en el Neógeno. Sin embargo, la presencia de hidrocarburos en vetillas en rocas Neógenas requiere migración, ya sea desde la roca madre o de trampa a trampa, durante la estructuración de POr.

Citas Bibliográficas

Aceñolaza, F. G.; Toselli, A. J. y Bernasconi, A., 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural. *Acta geológica Lilloana*, XI:14, pp. 257-290. Tucumán.

Albanesi, G. L., Benedetto, J. L., & Carrasco, P. (1995). Bioestratigrafía del Ordovícico Medio en la Precordillera Argentina. *Actas del XII Congreso Geológico Argentino*, 1, 259-267.

Albanesi, G. L., Hünicken, M. A., & Barnes, C. R. (1998). Bioestratigrafía de conodontes de las secuencias ordovícicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 12, 7-72.

Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., & Isacks, B. L. (1990). Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S latitude. *Tectonics*, 9(4), 789-809. <https://doi.org/10.1029/TC009i004p00789>

Alonso Muruaga, P. J. (2015). Sedimentología, icnología y estratigrafía de la transgresión postglacial del Carbonífero superior en la Cuenca Paganzo y áreas relacionadas (Tesis doctoral inédita). Universidad de Buenos Aires

Alonso, J. L., Rodríguez-Fernández, L. R., García-Sansegundo, J., Heredia, N., Farías, P., & Gallastegui, J. (2005). Gondwanic and Andean structure in the Argentine central Precordillera: The Río San Juan section revisited. En 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts (pp. 36-39).

Álvarez-Marrón, J., Rodríguez-Fernández, R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F., & Brown, D. (2006). Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30° S latitude. *Journal of the Geological Society*, 163(5), 949-964. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-142>

Ámbito. (2007, 26 de diciembre). *Una alegría para Gioja: en San Juan apareció petróleo*. Ámbito. <https://www.ambito.com/portada-principal/una-alegria-gioja-san-juan-aparecio-petroleo-n3478026>

Arias, J. (2007, diciembre). *Cristina respira: descubren petróleo en San Juan justo cuando revelan la caída de la producción*. Urgente24. <https://urgente24.com/archivo/170802-cristina-respira-descubren-petroleo-en-san-juan-justo-cuando-revelan-la-caida-de-la-produccio>

Astini, R. A. (1993). Secuencias deposicionales y niveles del mar en el Sistema Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 88(1-4), 113-126.

Astini, R. A. (1994). Análisis secuencial y paleoambientes de las pelitas negras (Aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(1-2), 71-84.

Astini, R. A. (2003). The Ordovician basins along the Proto Andean margin. In J. L. Benedetto (Ed.), *Ordovician Fossils of Argentina* (pp. 1-74). Córdoba: Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba. ASTINI, R., BENEDETTO J., Y VACCARI, N., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (3): 253-273.

- Astini, R. A., Benedetto, J. L., & Vaccari, N. E. (1986). Paleoambientes y asociaciones faunísticas del Ordovícico medio de la Precordillera Argentina. *Actas del IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1, 49–59.
- Astini, R. A., Dávila, F. M., López Gamundí, O., Gómez, F. J., Collo, G., Ezpeleta, M., Martina, F. y Ortiz, A. (2005). Cuencas de la región precordillerana. En Chebli G., Cortiñas, J.; Spalletti, L; Legarreta, L. y Vallejo, E. (Eds.): *Frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Mar del Plata. Actas: 115-145.
- Astini, R., 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de hidrocarburos, Actas V: 509-526, Buenos Aires.
- Astini, R., Benedetto J., Y Vaccari, N., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (3): 253-273.
- Baldis, B. A., & Chebli, G. A. (1969). Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. En *Actas de las 4ª Jornadas Geológicas Argentinas* (Vol. 1, pp. 47–65).
- Baldo, E. G.; Casquet, C.; Rapela, C. W.; Pankhurst, R. J.; Galindo, C.; Fanning, C. M.; Saavedra, J. (2001). Ordovician metamorphism at the southwestern margin of Gondwana: P-T conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de Las Chacras, Sierras Pampeanas
- Beer, J. A., Jordan, T. E., Y Johnsn, N. M., 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, provincia de San Juan. In *10 Congreso Geológico Argentino* (pp. 83-86).
- Benedetto, J. L. (1986). The first typical Hirnantia fauna from South America (San Juan Province, Argentine Precordillera). En P. Racheboeuf & C. Emig (Eds.), *Biostratigraphie du Paléozoïque*, 4, 439–447. durham-repository.worktribe.com
- Benedetto, J. L. (1995). Braquiópodos del Ordovícico Medio de la Formación Las Plantas (Grupo Trapiche), Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 32(3), 235–247.
- Benedetto, J. L. (1998). Early Palaeozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: their bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. En R. J. Pankhurst & C. W. Rapela (Eds.), *The proto-Andean margin of Gondwana* (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 142, pp. 57–83).
- Benedetto, J. L. (2003). Brachiopods. En J. L. Benedetto (Ed.), *Ordovician Fossils of Argentina* (Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, pp. 187–272).
- Benedetto, J. L., Carrera, M. G., & Vaccari, N. E. (1991). Paleoecología y bioestratigrafía del Ordovícico de la Precordillera. *Revista Geológica de Chile*, 18(2), 195–212.
- Blasco, G., & Ramos, V. (1976). Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del cerro La Chilca, Departamento Jáchal, Provincia de San Juan. *Ameghiniana*, 13(3–4), 312–329.
- Borrello, A., & Cuerda, A. (1968). Grupo Río Huaco, norte de la Precordillera de San Juan, Jáchal-Huaco. *Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires, Notas*, 6(1), 3–15.
- Calegari, R. J. (2020). Historia de la exploración de petróleo en la provincia de San Juan. *Revista Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 7(Suplemento 1), 163–170. <https://doi.org/10.24215/2314264Xe.7.s1.28643>

Carrera, M. G., & Astini, R. A. (1998). Valoración de las restricciones ambientales durante la transición Arenigiano–Llanvirniano, Ordovícico de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53, 41–56.

Césari, S. N., & Gutiérrez, P. R. (2000). Palynostratigraphy of upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology*, 24(1), 113–146. <https://doi.org/10.1080/01916122.2000.9989463>

Césari, S. N., Limarino, C. O., & Gulbranson, E. (2011). An Upper Paleozoic bio-chronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 106(2), 149–160. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.03.001>

Chaía, T. (1990). Registro del Senoniano lacustre en la provincia de San Juan. En *Primer Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes Ampliados* (pp. 33–36). Montevideo, Uruguay

Clarín. (2007, 26 de diciembre). *Un yacimiento petrolero despierta ilusiones en el gobierno de San Juan*. Clarín. https://www.clarin.com/ediciones-anteriores/yacimiento-petrolero-despierta-ilusiones-gobierno-san-juan_0_B1QE4URCTFx.html

Constantini, L., Manceda, R., Perez, M., Figueroa, D., Calegari, R., y Carini, F. (2015). Precordillera Central y Oriental, ¿Faja plegada de lámina delgada? III Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Argentina. *Acta geológica lilloana* 28 (Suplemento):83-89.

Contreras, V. H., Bracco, A. I., & Baraldo, J. A. (2017). Estratigrafía, bioestratigrafía y cronología del Mioceno superior de la provincia de San Juan (Argentina). En *Opera Lilloana*, 52: *Mioceno al Pleistoceno del centro y norte de Argentina*.

Cuerda, A. (1966). Formación La Chilca, Silúrico Inferior, San Juan. *Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires, Notas*, 4(1), 3–12.

Cuerda, A. (1969). Sobre la graptofauna del Silúrico de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 6(3), 223–235. <https://doi.org/10.5710/AMGH.06.03.1969.223>

Cuerda, A. (1973). Sobre algunos graptolitos del Ordovícico de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 10(1-2), 45–55.

Cuerda, A. (1973a). Reseña del Ordovícico argentino. *Ameghiniana*, 10: 272-312. Cuerda, A. (1973b). Sobre la presencia del género *Zygograptus* (Graptolithina) en la Formación Gualcamayo. *Ameghiniana* 10(2): 191-195, Buenos Aires.

Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R. y Schauer, O. C., 1979. Depósitos carbónicos en la vertiente occidental de la Sierra de Valle Fértil, prov. de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Bs.As., v.34, p.100-107.

Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R., y Schauer, O. C. (1984). Descripción geológica de la hoja 19d, Mogna. Escala 1:200.000. Boletín 192, 102 p. Servicio Geológico Nacional. Argentina.

Cuerda, A., & Furque, G. (1985). Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. 1º Jornadas de Geología de la Precordillera de San Juan, 1, 113–118

Cuerda, A., y Furque, G. (1975). Nuevos datos sobre la paleobiogeografía de la Formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera. Primer Congreso Argentino de Paleontología, Actas 1: 49-57, Tucumán.

Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R., Schauer, O.C., 1981. Geología de la Sierra de Mogna, provincia de San Juan. In: VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis. San Luis, Argentina, pp. 139–158.

Dalla Salda, L. (2005). El orógeno famatiniano-apalachiano. En Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata.

Fernández, A., & Jordan, T. (1996). Analysis of controls on foreland basin stratigraphy using seismic and outcrop data: Application to the Bermejo Basin. En XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Central Andes, Argentina (pp. 373–383).

Fernández, R. (2021). *Modelado geofísico-geológico del subsuelo de la Sierra de Mogna para la prospección de estructuras profundas, San Juan, Argentina* (Tesis doctoral). Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Departamento de Posgrado, Gabinete de Geociencias Aplicadas a la Exploración y Producción de Hidrocarburos.

Fosdick, J. C., Carrapa, B., & Ortíz, G. (2015). Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 73–83. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.041>

Furque, G. (1958). El Ordovícico de la Precordillera Riojana. *Revista del Museo de la Plata (Nueva Serie) Sección Geología*, 4: 343-369.

Furque, G. (1963). Descripción geológica de la Hoja 17b, Jáchal (provincia de San Juan). *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, 88, 1–96.

Furque, G. (1972). Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Primer Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 237-282.

Furque, G. (1979). Descripción geológica de la hoja 18c-Jáchal, Provincia de San Juan (Boletín 164, 79 p.). Buenos Aires, Argentina: Servicio Geológico Nacional.

Furque, G. P., de González, P., y Caballé, M. F. (1999). Descripción Geológica de la Hoja 3169-II, San José de Jáchal, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Boletín*, 259, 52

Furque, G., Gonzalez, P., Caballé, M., Cardo, R., Godeas, M., Conde, A., & Pucci, J. C. (2003). Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal. Provincias de San Juan y La Rioja (259 pp.). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino.

Giampaoli, P., & Spath, F. (2015). *The Triangle Zone of the Argentine Precordillera: Insights from the integration of geological and geophysical data*. YPF.

Goyberg, M. (2018). Estudio de la deformación Neógena a partir del relevamiento estructural de la Sierra Las Salinas, al este de Huaco, Provincia de San Juan (Trabajo final de licenciatura). Universidad de Buenos Aires.

Harrington, H. J., & Leanza, A. F. (1957). Ordovícico. In H. J. Harrington (Ed.), *Geología Argentina* (pp. 229–269). Asociación Geológica Argentina.

Heredia, S., Beresi, M., & Mestre, A. (2011). Estratigrafía y bioestratigrafía del Ordovícico Medio del río Las Chacritas, Precordillera Central de San Juan. *Serie Correlación Geológica*, 27(1), 18–26.

- Heredia, S., Beresi, M., & Peralta, S. (2005). Darriwilian conodont biostratigraphy of the Las Chacritas Formation, Central Precordillera (San Juan Province, Argentina). *Geologica Acta*, 3(4), 385–394
- Huella Minera. (2017, 12 de diciembre). *El día que Fabián Sousa anunciaba el hallazgo de petróleo en Jáchal*. Huella Minera. <https://huellaminera.com/2017/12/dia-fabian-sousa-anunciaba-hallazgo-petroleo-jachal/>
- Jamison, W. R. (1987). Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9(2), 207–219. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90002-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90002-7)
- Johnson, N. M., Jordan, T. E., Johnson, P. A., & Naeser, C. W. (1986). Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. En P. Allen & P. Homewood (Eds.), *Foreland basins* (Special Publication 8, pp. 63–75). International Association of Sedimentologists. <https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch4>
- Jones, P. B. (1982). Oil and gas beneath east dipping underthrust faults in the Alberta foothills, Canada. En R. B. Powers (Ed.), *Geologic studies of the Cordilleran thrust belt* (Vol. 1, pp. 61–74). Denver: Rocky Mountain Association of Geologists.
- Jones, P. B. (1982). Oil and gas beneath east dipping underthrust faults in the Alberta foothills, Canada. En R. B. Powers (Ed.), *Geologic studies of the Cordilleran thrust belt* (Vol. 1, pp. 61–74). Denver: Rocky Mountain Association of Geologists.
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F., & Drake, R. E. (1993). Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30–31° S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101(2), 137–158. <https://doi.org/10.1086/648215>
- Jordan, T.E., Ruttly, P.M., McRae, L.E., Beer, J.A., Tabbutt, K., Damanti, J.F., 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the miocene rio Azul section, precordillera thrust belt, san juan province, Argentina. *J. Geol.* 98, 519–539. <https://doi.org/10.1086/629422>
- Keller, M., Buggish, W., & Lehnert, O. (1998). The stratigraphic record of the Argentine Precordillera and its plate tectonic background. Geological Society, London, Special Publications, 142, 35–56. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.142.01.03>
- Keller, M., Eberlein, S., & Lehnert, O. (1993). Sedimentology of middle Ordovician carbonates in the Argentine Precordillera: Evidence of regional relative sea-level changes. *Geologische Rundschau*, 82, 362–377.
- Kelly, J. G. (1961). *Geología de las sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas*, Dto. de Jáchal, Provincia de San Juan (Manuscrito inédito). YPF, Gerencia Exploración, Buenos Aires
- Kelly, J. G. (1962). *Geología de las sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas*, Dto. De Jáchal, Provincia de San Juan. YPF, Gerencia Exploración (inédito), Buenos Aires. Hoja Geológica, 145-160.
- Kobayashi, T. (1937). The Cambrian-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Faculty of Science. Tokio. University of Tokio*, 2 (5), 369-522.
- Krapovickas, V., y Nasif, N. (2011). Large caviomorph rodent footprints of the late Oligocene Vinchina Formation, Argentina
- Legajo del pozo Pampa Vieja Bicentenario x-1. Informe inédito Cía. Oil M&S. Dirección Hidrocarburos San Juan, San Juan.

- Lehnert, O., Bergström, S. M., Benedetto, J. L., & Vaccari, E. N. (1999). First record of Lower Silurian conodonts from South America: Biostratigraphic and paleobiogeographic implications of Llandovery conodonts in the Precordillera of Argentina. *Geological Magazine*, 136(2), 119–131. <https://doi.org/10.1017/S0016756899008407>
- Limarino, C. O., Césari, S. N., Spalletti, L. A., Taboada, A. C., Isbell, J. L., Geuna, S., & Gulbranson, E. L. (2014a). A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25(6), 1396–1421. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.11.008>
- Limarino, C., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A., & Ballent, S. (2000). Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55, 83–99.
- Limarino, C., Sessarego, H., Césari, S., & López Gamundí, O. (1986). El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 38, 81–109.
- López-Gamundí, O. R., Espejo, I. S., Conaghan, P. J., Powell, C. M., & Veevers, J. J. (1994). Southern South America. En J. J. Veevers & C. M. Powell (Eds.), *Permian-Triassic basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland* (Memoir 184, pp. 281–330). Boulder, CO: Geological Society of America.
- López-Gamundí, O. R., Limarino, C. O., & Césari, S. N. (1992). Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91(3–4), 305–329. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90057-Q](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90057-Q).
- Mango, M. J., & Albanesi, G. L. (2023). The *Baltoniodus navis* Zone in the Gualcamayo Formation (Middle Ordovician), Central Precordillera, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 126, 104332. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104332>
- Mardonez, D., Suriano, J., Giambiagi, L., Mescua, J., Lossada, A., Creixell, C., y Murillo, I. (2020). The Jáchal river cross-section revisited (Andes of Argentina, 30° S): Constraints from the chronology and geometry of neogene synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102838
- MDZol. (2008, 18 de enero). *Petróleo de alta calidad en Jáchal*. MDZol. <http://mdzol.com/dinero/2008/1/18/petroleo-de-alta-calidad-en-jachal-501046.html>
- Mestre, A., & Heredia, S. (2012). Darriwilian species of *Histiodela* (Conodonts) in the Argentine Precordillera. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, 36(2), 141–150.
- Mestre, A., & Heredia, S. (2013b). Biostratigraphic significance of Darriwilian conodonts from sierra de la Trampa (central Precordillera, San Juan, Argentina). *Geosciences Journal*, 17(1), 43–53
- Mestre, A., Heredia, S. (2020). Lower-middle Darriwilian index conodonts from the Precordillera: new taxonomical approaches. *Palaeobio Palaeoenv* 100, 737–756.
- Milana, J. P. (1991). Sedimentología y magnetoestratigrafía de formaciones cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental, Argentina. Tesis de posgrado. Universidad Nacional de San Juan.

- Milana, J. P. (1993). Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3), 283–296.
- Milana, J. P., Bercowski, F., & Jordan, T. (2003). Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 447–473.
- Mitra, S. (1990). Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG Bulletin*, 74(6), 921–945. <https://doi.org/10.1306/0C9B232F-1710-11D7-8645000102C1865D>
- Ortega, G., & Brussa, E. D. (1990). Nuevos datos sobre graptolitos del Ordovícico Medio en la Precordillera Central. *Ameghiniana*, 27(3-4), 329–338.
- Ortiz, A., & Zambrano, J. J. (1981). La provincia geológica Precordillera oriental. En *Actas del VIII Congreso Geológico Argentino* (Vol. 3, pp. 59–74).
- Padula, E., Roller, E., Mingran, A., Criado Roque, P., Flores, M., y Baldis, B. (1967). Devonian of Argentine. *International Symposium of Devonian System, Actas II*: 165-199. Calgary.
- Peralta, S., y Baldis, B. (1990). *Glyptograptus persculptus* en la Formación Don Braulio (Ashilliano tardío/Llandoveryano temprano) en la Precordillera Oriental de San Juan. 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, *Actas 1*: 67-72.
- Pérez Loinaze, V. S., Limarino, C. O., & Césari, S. N. (2014). Carboniferous outcrops at La Herradura Creek, San Juan Province (Western Argentina), revisited: age of the transgressions. *Andean Geology*, 41(1), 83-105.
- Pérez, M. A., Delpiano, V. B., Graneros, D., Breier, K., y Lauría, M. (2011). Cuenca Precordillera: claves exploratorias para el paleozoico. Áreas Jáchal y Niquivil, San Juan. Argentina. Simposio Cuencas Argentinas: visión actual. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina (pp. 275-319)
- Poblet, J. y McClay, K. (1996): Geometry and kinematics of singlelayer detachment folds. *A.A.P.G. Bull.*, 80(7):1085-1109
- Ragona D., Anselmi G., Gonzales P., Vujovich G. Argentina. Secretaría de Industria, Comercio y Minería; Subsecretaría de Minería; Servicio Geológico Minero Argentino; Instituto de Geología y Recursos Minerales. (1995). *Mapa Geológico de la Provincia de San Juan*. Ministerio de Economía y Obras y Servicios Públicos.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Kay, S. M., Cortés, J. M., & Palma, M. A. (1984). Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. En *Actas del IX Congreso Geológico Argentino* (Vol. 2, pp. 84–106).
- Ramos, V., & Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31–54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3>
- Ramos, V. A., y Dalla Salda, L. (2011). Occidentalía: Un terreno acrecionado sobre el margen gondwánico. En XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, *Actas* (pp. 222-223)
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill.
- Rodríguez, E., y Belluco, A. (1970). Aportes al conocimiento de la Precordillera. Región del cerro Urcuschun- Guandacol (Provincia de La Rioja). *Actas de las IV Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 255- 270

- Rossello, E. A., Limarino, C. O., Ortiz, A., y Hernández, N. (2005). Cuencas de los bolsones de San Juan y La Rioja. En Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina (pp. 147-173).
- Sánchez, T. M. (1990). Bivalvos del Ordovícico Medio en la Formación Las Plantas, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 27(1-2), 105–112.
- Serra, F., Feltes, N., Ortega, G., y Albanesi, G. (2017). Lower middle Darriwilian graptolites and index conodonts from the Central Precordillera of SJ Province, Argentina. *Geological Journal*. 1-17.
- Suppe, J., & Medwedeff, D. A. (1984). Fault-propagation folding (Abstract). *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 16, 607.
- Suppe, J., & Medwedeff, D. A. (1990). Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3), 409–454.
- Suppe, J. (2005). *Principles of structural geology*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall.
- Tabbutt, K. (1987). Edades nuevas por método de trazas de fisión de todas Mio-Pliocene en las Sierras Pampeanas y la Precordillera de Argentina. En *Actas del Congreso Geológico Argentino* (Vol. 4, pp. 222- 224).
- Tedesco, A. M., Limarino, C. O., & Ciccioli, P. L. (2007). Primera edad radimétrica de los depósitos cretácicos de la Precordillera Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(3), 471-474.
- Thomas, W. A., & Astini, R. A. (2003). Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 67–79. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00019-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00019-1)
- Thomas, W. A., & Astini, R. A. (2007). Vestiges of an Ordovician west-vergent thin-skinned Oclroyic thrust belt in the Argentine Precordillera, southern Central Andes. *Journal of Structural Geology*, 29(8), 1369–1385. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.03.009>
- Thomas, W. A., Astini, R. A., Mueller, P. A., & McClelland, W. C. (2015). Detrital-zircon geochronology and provenance of the Oclroyic synorogenic clastic wedge, and Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane. *Geosphere*, 11(6), 1749–1769.
- Turner, J. C. M. (1960). Algunos graptolitos del Ordovícico de la Precordillera. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 39, 237–254.
- Vaccari, N. (1994). Las faunas de trilobites de las sucesiones carbonáticas del Cámbrico y Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 271p. Inédito.
- Voldman, G. G., Albanesi, G. L., y Ramos, V. A. (2010). Conodont geothermometry of the lower Paleozoic from the Precordillera (Cuyania terrane), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 29 (2), 278-288.
- von Gosen, W., 1992, Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 643–667.
- YPF. (1973, 20 de julio). *As./Propuesta perforación pozo exploración YPF.SJ.P.es-1 (San Juan, Los Pozuelos)*. Luján de Cuyo, Mendoza: YPF.

Zapata, T. R. (1998). Crustal structure of the Andean thrust front at 30° S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 131–151. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00006-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00006-6)

Zapata, T. R., & Allmendinger, R. W. (1996a). Growth strata record of instantaneous and progressive limb rotation, Precordillera thrust belt and Bermejo Basin, Argentina. *Tectonics*, 15(5), 1065–1083. <https://doi.org/10.1029/96TC00431>

Zapata, T. R., & Allmendinger, R. W. (1996b). The thrust front zone of the Precordillera, Argentina: A thick-skinned triangle zone. *AAPG Bulletin*, 80(3), 359–381. <https://doi.org/10.1306/0C9B2337-1710-11D7-8645000102C1865D>

Zapata, T. R., & Allmendinger, R. W. (1997). Evolución de la deformación del frente de corrimientos de la Precordillera, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52, 115–131.

Zapata, T., and R. W. Allmendinger, 1993, Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: the interaction of two systems of opposing vergence: 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, v. 3, p. 149–159.