

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN.

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES.

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA Y ASTRONOMÍA.

INSTITUTO GEOFÍSICO SISMOLÓGICO F. VOLPONI.

TESIS DOCTORAL EN GEOFÍSICA

Análisis Estructural y Evolutivo de los Valles Cordilleranos e

intermontanos entre los 30 y 31° de latitud sur, provincia de

San Juan, a partir de información Geofísica.

Marcelo Alfredo Gonzalez Manrique

Director: Dr. Federico Lince Klinger.

Co-Director: Mario Ernesto Gimenez.

marzo 2022

TESIS DOCTORAL

Análisis Estructural y Evolutivo de los Valles Cordilleranos e

intermontanos entre los 30 y 31° de latitud sur, provincia de San

Juan, a partir de información Geofísica.

Lic. Marcelo Alfredo Gonzalez Manrique

Evaluadores

Dr. Fernando Hongn

Dr. Augusto Rapalini

Dra. Myriam Patricia Martinez

CALIFICACIÓN: _____

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer y dedicar esta tesis a mi mujer Gabriela por todo el esfuerzo y el apoyo incondicional que me ha brindado a través de estos años. También para mi hija Olivia quien ilumino nuestras vidas. Agradezco a mis padres, Manuel y Rosa, a mi hermano José que me apoyaron y estuvieron junto a mí. También para Ana, Ramón y toda su familia por hacerme parte de ella.

A mi director Dr. Federico Lince Klinger por dedicarle tantas horas de incansable labor en esta tesis, por su amistad y consejos. A mi co-director Mario Gimenez por su predisposición para conmigo y darme una mano en todo momento. A todos los del Instituto Geofísico Sismológico Volponi por haberme hecho sentir parte de esta familia en especial a Guido Gianni, Franco Clavel, Rodolfo Christiansen, por formar un gran grupo de trabajo cuyos resultados se vieron reflejados en esta tesis. Un agradecimiento especial a José Luis Taillant por sus consejos y asesoramiento.

INDICE

RESUMEN 1
CAPITULO 1
INTRODUCCION
CAPITULO 2
MARCO GEOLOGICO DEL AREA DE ESTUDIO12
2.1. Evolución tectónica del área de estudio12
2.1.1. Tectónica Pre Andina12
2.1.1.1. Estratigrafía pre andina16
2.1.2. Ciclo Andino
2.1.2.1. Tectónica Andina18
2.1.2.2. Estratigrafía Andina22
CAPITULO 3
RE-PROCESAMIENTO SISMICO
3.1. Introducción
3.2. Datos
3.3. Secuencia de procesamiento
3.3.1. Pre-apilamiento
3.3.1.1. Demultiplexeo32
3.3.1.2. Edición de trazas sísmicas y preparado de la geometría
3.3.1.3. Ganancia de amplitudes34
3.3.1.4. Filtros y análisis de frecuencia

3	3.3.1.5.	Deconvolución o filtro inverso	40				
3	3.3.1.6.	Correcciones estáticas por refracción	44				
3	3.3.1.7.	Correcciones dinámicas y primer análisis de velocidad	46				
3.3	.2. Apil	amiento	50				
3	3.3.2.1. A	Apilamiento preliminar (Stack Brute).	50				
3	3.3.2.2.	Segundo análisis de velocidad	51				
3	3.3.2.3.	Estáticas residuales	51				
3.3	.3. Post	t-apilamiento	53				
3	3.3.3.1.	Deconvolución-4D	53				
3	3.3.3.2.	Deconvolución F-X	54				
CAPITULO	4		56				
LA CUEN	ICA DE IO	GLESIA EN EL SUR DE LOS ANDES CENTRALES: UN REGISTRO DE LA					
EXTENSI	ÓN DE R	ETROARCO ANTES DE LA DEPOSITACIÓN EN UN TOPE DE CUÑA EN LA					
CUENCA	DE ANT	EPAIS	56				
4.1.	Introd	ucción	56				
4.2.	Estratos de crecimiento extensionales y contraccionales						
4.3.	Estrati	grafía de las secuencias sísmicas de la cuenca de Iglesia	60				
4.4.	Estruc	tura superficial y depósitos sintectónicos de la cuenca de Iglesia	63				
4.5.	Geocre	onología de circones detríticos U-Pb	64				
4.6.	Model	o 3D	64				
4.6	.1. Estii	mación de profundidades de los perfiles sísmicos 2D	65				
4.7.	Result	ados	67				
4.7	.1. Inte	rpretación de líneas sísmicas	67				

4.7.2. Interpretación de datos de campo72
4.7.3. Resultados de la geocronología de circones detríticos U-Pb
4.7.4. Modelo 3D 80
CAPITULO 5
HETEROGENEIDADES EN EL BASAMENTO DE LA CUENCA DE IGLESIA EVIDENCIADAS POR
DATOS GEOFÍSICOS, ENTRE LOS 30° Y 31° DE LATITUD SUR
5.1. Introducción
5.2. Datos aeromagnéticos
5.3. Procesamiento de datos aeromagnéticos
5.3.1. Cálculo de la anomalía magnética84
5.3.1.1. Unión de grillas aeromagnéticas85
5.3.2. Reducción al Polo (RP)87
5.3.2.1. Amplitud de la señal analítica (ASA) y derivada horizontal total (DHT): 90
5.4. Filtro y métodos de realce de anomalías91
5.4.1. Ángulo de tilt (TDR)93
5.5. Perfiles 2D
5.5.1. Derivada vertical (DV)95
5.5.2. Estimación de Profundidades mediante el método de Euler
5.5.2.1. Método de Euler 2D 97
5.6. Modelo de inversión magnética
5.7. Resultados
5.7.1. Resultados mapas aeromagnéticos100
5.7.2. Resultados del método de Euler101

5.7.3. Resultados de los perfiles 2D 103
5.7.4. Resultados inversión magnética114
CAPITULO 6
DESENTRAÑANDO UN BLOQUE DE BASAMENTO EN LA CUENCA DE ANTEPAIS
FRAGMENTADA DE BERMEJO115
6.1. Introducción
6.2. Datos
6.3. Procesamiento de datos gravimétricos117
6.3.1. Filtrado de anomalías118
6.3.2. Filtrado de anomalías (ángulo de Tilt)121
6.4. Procesamiento de pozos 122
6.5. Descripción de las estructuras del subsuelo124
6.6. Modelado 127
6.7. Resultados
6.7.1. Interpretación de líneas sísmicas128
6.7.2. Resultados gravimétricos130
CAPITULO 7
DISCUSIONES
7.1. Discusiones cuenca de Iglesia133
7.1.1. Discusiones de anomalías magnéticas144
7.2. Discusiones cuenca de Bermejo150
CAPITULO 8
CONCLUSIONES

FERENCIAS	51
-----------	----

RESUMEN

En esta tesis se presenta una descripción de la evolución tectónica Cenozoica de las cuencas intermontanas de Iglesia y Bermejo entre los 30 y 31° de latitud sur. Estas áreas tienen la particularidad de poseer un registro sedimentario clave en el desarrollo de los Andes Centrales del sur. En este estudio, se presenta el re-procesamiento y la interpretación de datos de reflexión sísmica en 2D, geología estructural de campo, datos aeromagnéticos y gravimétricos de los cuales se obtuvieron mapas de anomalías regionales y residuales, modelos 3D de inversión y directos, datos de pozos, dataciones geocronológicas de circón U-Pb sobre una toba re-trabajada y una arenisca tobacea y análisis de procedencia a través de gráficos de probabilidad. Estos datos en conjunto, permitieron identificar las fases de alzamiento y los mecanismos de deformación que afectaron la región de estudio.

Un análisis integrado de datos estructurales de campo y sísmicos 2D en la cuenca de Iglesia permitió distinguir un evento de extensión que inició la apertura de la cuenca. Esta cuenca se interpretó clásicamente como el registro de la transición de un depocentro tope de cuña exterior a un tope de cuña interior (cuenca acuesta) en el sistema de antepaís del Neógeno temprano. Los resultados indican el desarrollo de fallas normales y una deposición sinextensional entre el Oligoceno (?)-Mioceno temprano y el Mioceno medio. Desde el Mioceno medio, la actividad extensional experimentó una disminución progresiva cambiando a acortamiento e inversión de las fallas normales. Esta última etapa coincidió con la completa horizontalización de la losa pampeana, lo que indica el máximo acoplamiento de las placas en ese momento. Luego, en el Plioceno tardío-Pleistoceno temprano la cuenca registra nuevas fallas fuera de secuencia que habrían afectado la depositación de una nueva secuencia más joven (S12). Además, se construyó un modelo de inversión de las heterogeneidades magnéticas ajustada con datos sísmicos. Este modelo reveló cuerpos ígneos emplazados en el basamento que hasta el momento eran desconocidos. Se sugiere que dichas heterogeneidades estarían relacionadas a cuerpos intrusivos que se asociaron al Batolito de Colangüil ubicado al oeste del área de estudio.

La cuenca de antepaís fragmentada de Bermejo fue caracterizada por el re-procesamiento sísmico, la interpretación de formaciones aflorantes en superficie, apoyada por datos gravimétricos y de pozos los cuales permitieron realizar un modelo 3D. Los resultados sugieren el desarrollo temprano de un sistema de antepaís fragmentado en el Mioceno medio, asociado al levantamiento de bloques de basamento en el sureste de la Sierra de Mogna. Aquí se propone diferentes estadios de deformación en base a los estratos de crecimientos registrados en la información sísmica mostrando una deformación de piel gruesa para el Mioceno medio. Luego, se desarrollo la faja plegada y corrida de piel fina de Precordillera Oriental y finalmente en el Pleistoceno temprano comenzó la etapa de deformación de piel gruesa en dicha faja. El modelo de gravedad registraría este último estadio con la elevación del bulbo periférico en el centro oeste de la cuenca de Bermejo.

Finalmente, el estudio de las cuencas de Iglesia y Bermejo tienen importantes consecuencias para la evolución de la antigua cuenca de antepaís y en última instancia, para el crecimiento de los Andes Centrales del sur. Los hallazgos desafían la idea de la subsidencia flexural ininterrumpida del Paleógeno al Neógeno relacionada con la carga orogénica andina y cuestionan las interpretaciones previas de una fragmentación a los 2.6 Ma.

CAPITULO 1

INTRODUCCION

La Cordillera de los Andes se extiende por más de 6000 km a lo largo del margen occidental del continente sudamericano. El crecimiento de los Andes Centrales es producto de la convergencia acaecida desde el Mesozoico entre las placas de Nazca y Sudamericana (Mpodozis y Ramos, 1989) y posee unos 200 a 500 km de ancho, con un eje topográfico que en general separa el arco y ante arco magmático occidental de una faja plegada y corrida y de un sistema de cuenca de antepaís al oriente (Fig. 1.1). Isacks et al. (1982) y Ramos (1999b) propusieron su segmentación basándose en características topográficas y estructurales. Distinguieron tres segmentos llamándolos: a) Norte (5° S - 14° S); b) Central (14° S – 27° S) y c) Sur (27° - 46°S) que, a su vez, se puede dividir en dos sub-segmentos: I) 34° S y 46° S, caracterizado por poseer una zona de Wadati-Benioff inclinada unos 25° a 30° al este y II) 27° S y 33° S donde la placa de Nazca subduce horizontalmente (Barazangi e Isacks, 1976; Bevis e Isacks, 1984; Smalley e Isacks, 1987; Cahill e Isacks, 1992). Considerando lo anteriormente mencionado el área de estudio se encuentra entre los 30° y 31° de latitud sur y se ubica en el segmento de subducción plana del sur de los Andes Centrales (Fig. 1.1).



Figura 1.1: Segmento de la Cordillera de los Andes. Se identifican las zonas de mayor actividad volcánica, dorsales oceánicas activas e inactivas y los depósitos sinorogénicos de las cuencas de antepaís (modificado de Ramos, 1999b).

El desarrollo de los Andes Centrales del sur comienza con la amalgamación de diferentes terrenos que conformaron la actual morfología del basamento. Este basamento de edad paleozoica inferior-proterozoica (Vujovich y Kay, 1998; Ramos et al., 2000; Vujovich et al., 2004; Ramos, 2004), imprime varios procesos acaecidos a lo largo de su compleja historia geológica entre los que se destaca la tectónica acrecional entre el terreno Chi-Cu de origen lauréntico y el margen Gondwánico (Ramos et al., 1998, 2000; Pankhurst y Rapela 1998; Casquet et al., 2001; Vujovich et al., 2004; Heredia et al., 2014, 2017, 2018). Luego, la

convergencia prolongada entre las placas de América del sur y Nazca a partir del Crétacico temprano-tardío y principalmente en el Cenozoico, dieron como resultado gran acortamiento, engrosamiento cortical, erosión y aporte magmático (eg. Sobolev et al., 2006; Barnes y Ehlers, 2009; Carrapa y DeCelles, 2015). Estos procesos combinados configuraron la compleja estructura y forma actual de los Andes Centrales y de su antepaís, dando origen a una serie de provincias morfoestructurales como: Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas (Fig. 1.2a).

El desarrollo evolutivo de estas cadenas montañosas entre los 30° y 31° de latitud sur, ha quedado evidenciado en el registro sedimentario de la antigua cuenca de antepaís (Fig. 1.2b). La misma ha sido foco de numerosos estudios basados en datos geocronológicos que permitieron obtener edades de depositación y de levantamiento de las diferentes unidades morfotectónicas (Jordan et al., 2001; Levina et al., 2014; Fosdick et al., 2015, 2017; Suriano et al., 2017; Poma et al., 2017; Reat y Fosdick et al., 2018; Rodríguez et al., 2018; Capaldi et al., 2020). Dicho registro se conserva aún en las cuencas neógenas de Las Trancas, Matagusanos, Jáchal, Iglesia y Bermejo (Figura 1.2b). Las últimas dos serán objeto de análisis en el presente estudio para recolectar valiosa información que ayude a comprender la evolución de las cadenas montañosas adyacentes, Cordillera Frontal, Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas Occidentales.



Figura 1.2: a) Mapa de los Andes Centrales del sur destacando las cadenas montañosas y cuencas de la región. En rojo se representa la zona de estudio. b) Modelo de elevación digital de las principales unidades morfoestructurales en el área de estudio. En rojo ubicación de la antigua cuenca de antepaís de Bermejo (paleocena-eocena). Modificado de Fosdick et al. (2017) y Reat y Fosdick (2018).

La cuenca de Iglesia se encuentra ubicada entre 31°S a 30°S y 69°30 a 69°O (Fig. 1.3) la misma habría evolucionado a una cuenca del tipo *piggyback* durante el levantamiento de Precordillera en el Mioceno medio (Beer et al., 1990; Alonso et al., 2011; Suriano et al., 2015). Esta cubeta sedimentaria que se extiende unos 120 km en dirección N-S y 40 km de E-O, está formada por estratos neógenos que cubren un basamento paleozoico (Beer et al., 1990). Debido a su ubicación estratégica la cuenca de Iglesia ha sido foco de numerosos estudios. Varios autores centraron sus trabajos en sedimentología y estratigrafía lo que permitió obtener edades y estilo de depositación de la cuenca (Leveratto 1976; Johnson et al., 1987; Jordan et al., 1993; Gagliardo et al., 2001 Suriano et al., 2011; Alonso et al., 2011). Por otro lado, autores como Cardozo y Jordan (2001) analizaron la subsidencia de la cuenca en base a modelos de flexión del antepaís no pudiendo explicar un relieve inicial en el basamento paleozoico. En este sentido, con el objetivo de subsanar dichas dificultades Mardonez et al. (2020) proponen un nuevo modelo de subsidencia y evolución de la cuenca. Estos autores presentan una zona de despegue superficial de 6 km y un acortamiento (~34 km) para Precordillera. Lo anterior está en desacuerdo con la idea clásica de un despegue de Precordillera de ~10 y 16 km con un acortamiento ~86 km propuesto por previas interpretaciones de líneas sísmicas y secciones estructurales (Allmendinger et al., 1990; Jordan et al., 2001; Allmnedinger y Judge 2014).



Figura 1.3: Mapa estructural del área de estudio. En líneas principales estructuras. FET: Falla El Tigre (modificado de Mardanez et al., 2020).

Entre las investigaciones que aportan información detallada en el área de estudio de la geometría de la cuenca a partir de líneas sísmicas se encuentran la realizada por Beer (1990);

Fernández-Seveso (1993); Ruskin y Jordan (2007); Ré et al. (2003). Dichos autores expresaron once intervalos mayormente conformables separados por límites de secuencia que fueron relacionados con afloramientos y extrapolados a toda la cuenca. Además, Álvarez-Marrón et al. (2006) realizo una interpretación estructural asignando a la cuenca una transpresión debida a una flor positiva relacionada al sistema de la Falla del Tigre ubicado en el sector oriental de la cuenca (Fig. 1.3).

Los antecedentes anteriormente mencionados brindan buena información del subsuelo de la cuenca, sin embargo, la adquisición y procesamiento de los datos sísmicos fueron realizados con un objetivo determinado obteniendo buena resolución en los primeros kilómetros y una notable disminución de la misma hacia la roca que la subyace. Como consecuencia, se dificulta la interpretación de potenciales heterogeneidades del basamento, limitándose nuestro conocimiento del mismo a las exposiciones locales circundantes a la cuenca. En este sentido, métodos geofísicos han sido utilizados para contribuir con el conocimiento de estructuras en el basamento. Estos aportes se han basado mayormente en datos gravimétricos, sismológicos y aeromagnéticos (Sánchez et al., 2017; 2019; Alcacer Sánchez et al., 2020; Rivas et al., 2019; Rivas et al., 2021; Christiansen et al., 2021). Si bien estos trabajos han aportado al conocimiento del basamento de la cuenca, se han focalizado en análisis de fallas neotectónicas, sismicidad cortical, modelo geotermal y estado termal de la litosfera. Por lo tanto, no se cuenta con trabajos que integren datos geofísicos y geológicos que permitan entender la evolución geológica de la cuenca de Iglesia en sus estadios iniciales lo cual adquiere gran importancia, por lo explicado con anterioridad, en la comprensión del desarrollo de las cadenas montañosas adyacentes. En este estudio proponemos una nueva interpretación sobre el desarrollo geológico de la cuenca de Iglesia, de esta manera resolver

8

interrogantes que hasta el momento no han podido ser explicados con los actuales modelos geológicos. Además, se plantea dilucidar estructuras ocultas en el basamento de la cuenca, no observadas hasta la actualidad. Como se mencionó anteriormente, si bien existen una variedad de trabajos que han aportado al conocimiento de la evolución de la cuenca de Iglesia, pocos estudios han considerado las características de la estructura subsuperficial a lo largo del rumbo, particularmente en el sector sur, evitando una comprensión más profunda de la arquitectura de la cuenca.

Entre los 30° y 31° S y 67.5° y 68.5° O, se encuentra la cuenca de Bermejo con una extensión y dirección similar a la cuenca de Iglesia, pero con un espesor sedimentario de ~10 km (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata, 1998; Gimenez et al., 2000; Lince Klinger et al., 2008). Este bolsón intermontano se localiza entre la Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas Occidentales y evolucionó a una cuenca de antepaís fragmentado durante el Plioceno (Jordan y Allmendinger, 1986; Zapata, 1998; Fosdick et al., 2015). La compleja historia geológica que esconde la cuenca de Bermejo en su basamento, ha sido estudiada por diferentes autores que aportaron valiosa información sísmica, gravimétrica y geológica (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata, 1998; Gimenez et al., 2000; Jordan et al., 2001; Cardozo y Jordan, 2001; Lince Klinger et al., 2008; Pérez et al., 2011, Constantini et al., 2015). Su basamento de edad paleozoica inferior-proterozoica (Vujovich y Kay, 1998) producto de la tectónica acrecional entre el terreno Cuyania y el margen Gondwánico (Ramos et al., 1998, 2000), ha sido sobreimpreso por procesos tectónicos como el levantamiento de Precordillera. El mismo inició aproximadamente entre los 14 y 12 Ma debido a la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Yánez et al., 2002; Levina et al., 2014; Suriano et al., 2017). Durante la etapa de mayor acortamiento atribuido al Plioceno-Pleistoceno temprano entre los 5 y 2 Ma se habría

originado el levantamiento de bloques de basamento asociados a la actividad de retrocorrimientos en Precordillera Oriental debido al máximo acople entre las placas de Nazca y Sudamericana (Jordan y Allmendinger, 1986; Zapata y Allmendinger, 1996; Astini et al. 1996; Ramos et al., 2002; Fosdick et al., 2015; Ramos et al., 2010; entre otros). Sin embargo, autores como Ortiz et al. (2021) discuten esto último, proponiendo que la fragmentación en la cuenca de Bermejo habría comenzado en el Mioceno medio evidenciado por una temprana exhumación en la Sierra de Valle Fértil. Esto estaría de acuerdo con lo propuesto por Capaldi et al. (2020, 2021), quienes reportan un cambio en la inclinación de la losa previo al ingreso de la dorsal asísmica de Juan Fernández, lo que habría generado deformación en el antepaís. Por otro lado, basándose en información de líneas sísmicas, diferentes autores han propuesto modelos dispares en el estilo de deformación y la evolución del borde oriental de Precordillera (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata, 1998; Constantini et al., 2015). Según Zapata y Allmendinger (1996) la Precordillera Oriental posee un estilo de deformación de piel gruesa el cual habría comenzado su deformación en el Pleistoceno. Mientras que Constantini et al. (2015) postula una deformación de piel fina a los 5 Ma. En esta tesis se aportan nuevas evidencias sobre la fragmentación temprana del antepaís andino en la cuenca de Bermejo. La importancia de estas nuevas interpretaciones, permitirán avanzar en la resolución de las incertidumbres anteriormente planteadas sobre la evolución del borde oriental de Precordillera durante el Mioceno.

En este estudio, integramos e interpretamos datos de reflexión sísmica 2-D reprocesados a lo largo del rumbo, mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas, modelos de inversión de campos potenciales, estudios de estratos de crecimiento en campo, una nueva datación geocronológica y procesamientos de datos de pozos para reevaluar la evolución tectónica de las cuencas de Iglesia y Bermejo. Se describe la estructura de las mismas con detalles sin precedentes para comprender mejor su geometría y la mecánica general. Los resultados en la cuenca de Iglesia revelan que su evolución es más compleja de lo que se pensaba anteriormente y que implica una etapa extensional temprana no reconocida previamente. Estos hallazgos tienen implicaciones importantes para la evolución temprana de la antigua cuenca de antepaís y los Andes Centrales del sur. Además, los resultados obtenidos en la cuenca de Bermejo evidencian bloques de basamento elevados con una edad previa de su levantamiento a los reportados por otros autores.

CAPITULO 2

MARCO GEOLOGICO DEL AREA DE ESTUDIO

2.1. Evolución tectónica del área de estudio

Durante la mayor parte del Paleozoico el margen de Gondwana equivalente al margen occidental sudamericano actual, se caracterizó por ser un margen activo. Este margen se destaca por una compleja historia tectónica que involucró la anexión y el desplazamiento de varios *terranes* (Fig. 2.1; ver, por ejemplo, Pankhurst y Rapela 1998; Ramos y Keppie 1999; Rapalini, 2005). Las zonas de sutura entre estos terrenos habrían desempeñado un papel importante en la historia geológica del extremo sur sudamericano, particularmente controlando la deformación durante eventos posteriores y la formación de cuencas durante los periodos extensionales (Ramos, 1999a).

2.1.1. Tectónica Pre Andina

La evolución geológica de la comarca se inicia en algún momento del Proterozoico con la acreción de diversos arcos islándicos y cuencas con fondo oceánico que fueron parte del súper continente Rodinia formando un basamento Grenviliano (Vujovich y Kay, 1998; Ramos et al., 1993; Vujovich et al., 2004; Ramos, 2004; Ramos, 2009). Los mismos constituyeron con posterioridad el terreno Cuyania (Neoproterozoico) el cual fue interpretado como alóctono proveniente de Laurentia (Astini et al., 1995; Thomas et al., 2004, 2015). Dicho terreno se amalgamaría al borde occidental de Gondwana durante la Orogenia Oclóyica del Ordovícico medio-tardío (Fig. 2.2; Astini et al., 1995; Finney et al., 2005). La zona de esta sutura está

localizada en el subsuelo de la cuenca del Bermejo, entre la Precordillera Oriental y la Sierra de Valle Fértil (Fig. 2.1; Snyder et al., 1990; Zapata y Allmendinger, 1996; Gimenez et al., 2000).



Figura 2.1: Esquema de América del Sur con la disposición de los diferentes fragmentos continentales paleozoicos acrecionados. Modificado de Ramos (2009), Heredia et al. (2016).

ANO	ERA	PER	Evolución Super Continente	Ciclos Tectónic	Règimen Tectónico y Orogenias	Otros Eventos
.10 .50	Cenozoico	Paleó, Neóg.	tal	0	Compresión (or. Pehuenche) Compresión (or. Incaica) Compresión (or. K-T)	Inversión cuenca de Abanico
100	tolco	Cretácico	Ruptura Continen	Andine	Compresión (or. Penuviana)	
150	esoz				Extensión	Regresión marina
	M	Jurásico		_		Investión marina
200		Triásico .	Ensamble final y ruptura in.	Pre-Andino	Extensión Extensión	
300		riponifero, Pérmico	nsamble de	Indwanico	Or. San Rafaélica Extensión de tras-arco	
350	zoico	ónico Ce	ى سە	õ	Drogenia Chánica	Acreción del terreno Chilena
400	Paleo	illür. Dev	linia	iano		
450		Drdovicico S	a de Rod	Famatin	Orogenia Ocłówica	Acreción del terreno Cuyania
500		Cámbrico	Ruptura	eano	Orogenia Pampeana	Acreción del terreno Pampia
550	Prot.	Pre-C.		Pamp		

Figura. 2.2: Ciclos tectónicos, orogenias y eventos en la evolución del margen continental del sur de América (modificado de Charrier et al., 2015).

Las secuencias marinas silicoclasticas del Paleozoico inferior fueron deformadas (plegadas y sobre corridas) por la fase Chánica, con el ascenso de la proto-Precordillera. Esta fase de acortamiento habría sido el resultado de la colisión entre los terrenos de Chilenia y Cuyania en el Devónico tardío-medio (Figs. 2.1 y 2.2; Ramos et al., 1984; 1986) donde los sedimentos del Paleozoico superior se depositaron en discordancia angular sobre esta sucesión. Por otro

lado, algunos autores (Heredia et al., 2014, 2016, 2017, 2018 y referencias en ellos) proponen a los terrenos de Chilenia y Cuyania como partes de una misma placa llamada Chi-Cu. En este sentido, se habría desarrollado un proceso de rift en la parte sur de las sub-placas de Chilenia y Cuyania en el Ordovícico medio a Devónico, generando corteza oceánica entre las mismas. La sutura resultante de la fase Chánica estaría relacionada a la inversión de esta etapa extensional (Heredia et al., 2016; Ariza et al., 2018).



Figura 2.3: Cuencas de retroarco y extensionales de Argentina del Paleozoico superior (tomado de Ramos, 1999a).

Posteriormente, en el Carbonífero temprano se produce un episodio de engrosamiento cortical en el margen occidental de Chilenia y deformación del antepaís. En esta etapa se desarrollaron una serie de cuencas sedimentarias (Fig. 2.3; Paganzo, Calingasta-Uspallata) cuyo relleno registra una compleja historia con eventos marinos y continentales incluyendo importantes glaciaciones (Azcuy, 1999). Posteriormente, durante la fase orogénica San Rafael en el Permico se invirtieron y cerraron las cuencas anteriormente mencionadas (Rapalini 1993). Heredia et al. (2002) reportaron acortamiento tectónico de 60 y 70 % en Cordillera Frontal. Una discordancia post-orogénica imprimió el inicio de un periodo de colapso, permitiendo el desarrollo de un vulcanismo extensional durante el Pérmico tardío-Triásico temprano (Mpodozis y Kay, 1992; Ramos, 2009). En el Triásico tardío-Jurásico temprano, un nuevo proceso de subducción se instaló a lo largo del nuevo margen oeste de Gondwana (Ramos et al., 1984), con el desarrollo de un arco magmático cuyo eje principal se encuentra en la actual Cordillera de la Costa chilena. En este periodo se desarrolló en el antepaís y el retroarco una fase extensional regional cubriendo los depósitos del Paleozoico superior (Fernández Seveso et al., 1990, 1991).

2.1.1.1. Estratigrafía pre andina

Las rocas más antiguas del basamento paleozoico en el área se encuentran en el sector central de Precordillera y en el sur de Precordillera Oriental con capas que van desde el Cámbrico al Pérmico (Fig. 2.4). Hacia el oeste sobre la Precordillera Occidental se destacan sedimentitas marinas, rocas máficas y ultra máficas ordovícicas (Furque, 1983). Algunos autores (Borrello, 1969; Furque, 1979; Kay et al., 1984) han destacado el carácter ofiolítico de estos cuerpos magmáticos. Los afloramientos en el área de estudio del Silúrico-Devónico están representados en Precordillera por areniscas y lutitas marinas (Cuerda, 1969). Además, en

Precordillera Occidental la Formación La Punilla fue reportada por Furque (1963) de edad devónica compuesta por cuarcitas y areniscas.

En Cordillera Frontal adquiere gran importancia por su extensión, las sedimentitas marinas de la Formación Agua Negra perteneciente al Silúrico-Carbonífero superior (Fig. 2.4; Polanski, 1970; Sato y LLambias, 1993; Rodríguez–Fernández et al., 1996; entre otros). Los afloramientos de las rocas ígneas neopaleozoicas integran el cordon de Colangüil denominado batolito de Colangüil (Fig. 2.4) compuesto de dos ciclos de edades que van desde el Carbonífero inferior hasta el Pérmico inferior (Sato et al., 1990; Sato y LLambias, 1993; LLambias y Sato, 1995). Entre los plutones que componen este batolito en el área de estudio se destacan: (1) Plutón Tocota de edad pérmico, ubicado en el sector más meridional del batolito, que presenta en sus bordes composición más básica (~283 Ma, Rodríguez Fernández et al., 1996, Linares y Llambías, 1974, Sato y Kawashita, 1988); (2) Granodiorita Romo, es una granodiorita con inclusiones básicas (~264 Ma; Quartino y Zardini, 1967; Shaw et al., 1990); (3) Granito Conconta, intruido por diques principalmente ácidos representados por pórfidos graníticos y rioliticos (~257-249 Ma, Shaw et al., 1990); (4) Granito Chita su composición es esencialmente granítica perteneciente al extremo sur del batolito de Colangüil (~247 Ma; Llambías et al., 1987; Sato y Kawashita, 1988); (5) Granito Agua Negra está constituido predominantemente por granodioritas y granitos (Quartino y Zardini, 1967); (6) Granito Agua Blanca posee diques micrograníticos (~247 Ma; Sato y Kawashita, 1988). Estos cuerpos se encuentran superpuestos por abundantes afloramientos integran el grupo Choiyoi, desarrollados en una etapa extensional del Pérmico tardío a Triásico temprano (Fig. 2.4; Rolleri y Criado Roque, 1969; Sato y LLambias, 1993; Rodríguez Fernández et al, 1996).



Figura 2.4: Mapa geológico simplificado del área de estudio (modificado de Cardó et al., 2005).

En el sector mas oriental del área de estudio se localizan las Sierras Pampeanas Occidentales, destacándose la Sierra de Valle Fértil (Fig. 2.4) compuesta de rocas ígneas y metamórficas del Proterozoico superior-Paleozoico inferior. En esta sierra predominan las rocas máficas, dioritas y granitoides del complejo ordovícico Valle Fértil desarrollado como parte del arco Famatiniano (Ramos, 1999a; Cristofolini et al., 2010; Tibaldi et al., 2016). Ademas, hacia el norte se han documentado sedimentos depositados durante la extensión triásica-cretácica (Ortiz et al., 2021).

2.1.2. Ciclo Andino

2.1.2.1. Tectónica Andina

La actual estructura de los Andes Centrales del sur es el resultado de una etapa de acortamiento en el margen andino que comenzó en el Cretácico superior ~110 Ma, con la aceleración de la placa sudamericana hacia el oeste como resultado de la separación de África (Mpodozis y Ramos, 1989; Somoza y Zaffarana, 2008). La consecuencia de esta compresión fue el cierre de las cuencas de retro-arco y ante-arco y la migración hacia el este del arco

magmático (Mpodozis y Ramos, 1989). Los depósitos terrestres que registran este período de tiempo son relativamente escasos (Reat y Fosdick, 2018).

La deformación y levantamiento de Cordillera Principal y Cordillera Frontal comenzó aproximadamente a los 60 y 40 Ma respectivamente invirtiendo las fallas extensionales correspondientes al Mesozoico temprano y depositando sedimentos continuamente en un sistema de retro-arco (Fosdick et al., 2017; Rodríguez et al., 2018; Reat y Fosdick, 2018). Este sistema de cuenca de antepaís fue evolucionando de un proto-antepaís a una antefosa distal (Alonso et al., 2011; Reat et al., 2018).



Figura 2.5: Evolución esquemática a los 30° S de la comarca desde el Eoceno hasta el Plioceno. Modificado de Alonso et al. (2011) y Winocur et al. (2015).

La contracción en el sur de los Andes centrales en estas latitudes se concibe como un proceso continuo que comenzó en el Paleógeno y cuyo registro se conserva en la antigua cuenca de antepaís (Fig. 2.5; Lossada et al., 2017; Fosdick et al., 2017; Reat y Fosdick, 2018). Sin embargo, estudios previos han documentado un evento extensional entre ~ 27 y 20 Ma en la Cordillera

Frontal (cuenca del Valle del Cura) (Charrier et al., 2005; Winocur et al., 2015). La inversión de estas fallas normales, está relacionada con un estadio compresional en el Mioceno.

De acuerdo a Ruskin y Jordan (2007) y Suriano et al. (2015) la cuenca de Iglesia, situada entre la Cordillera Frontal y la Precordillera (Fig. 1.3) se interpreta como una depozona en cuña desarrollada durante la etapa neógena del sistema de la antigua cuenca de antepaís. Desde entonces la cuenca de Iglesia ha sido transportada pasivamente durante el desarrollo de la faja plegada y corrida de Precordillera (Fig. 2.5; Allmendinger et al., 1990; Jordan et al., 1993, 1997). La depositación inicial en esta cuenca comenzó ~ 20-19 Ma acumulando hasta ~ 3,5 km de depósitos no marinos (Beer et al., 1990). Por otro lado, Alonso et al. (2011) proponen el inicio de la sedimentación en la cuenca de Iglesia en el Eoceno.

La subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández inició en el Mioceno, lo que originó la horizontalización de la placa de Nazca, logrando una geometría plana completa entre los 8 y 5 Ma (Cahill e Isacks, 1992; Ramos et al., 1996, 2002; Yánez et al., 2002; Alvarado et al., 2007; Jones et al., 2014, 2016). A esta latitud el frente de deformación ha generado láminas de corrimientos imbricados con vergencia oriental en Cordillera Frontal y en Precordillera Occidental-Central, mientras que en Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas las láminas poseen vergencia occidental (Fig. 2.5). La etapa de mayor acortamiento atribuido al Mioceno superior, se debe al máximo acople entre la placa de Nazca y el continente, originando el inicio del levantamiento de bloques de basamento provocando la rotura de la cuenca de Bermejo (Fig. 1.3; Jordan y Allmendinger, 1986; Zapata y Allmendinger, 1996; Astini et al., 1996; Cardozo y Jordan, 2001; Allmendinger y Judge, 2014; Fosdick et al., 2015; Ramos et al., 2010; entre otros).

2.1.2.2. Estratigrafía Andina.

La depositación del Ciclo Andino en el área de Precordillera y del antiguo sistema de antepaís de Bermejo está marcada por una discordancia con los estratos paleozoicos (ver sección 1.2.2. Estratigrafía pre Andina). Dichos estratos pertenecientes a la Formación Ciénaga de Río Huaco están compuestos por conglomerados, areniscas fluviales y lacustres, que se habrían depositado en el Cretácico superior (~ 96 Ma) (Limarino et al., 2000; Fosdick et al., 2017). Superpuesta a estos depósitos se encuentra la Formación Puesto La Flecha, en la localidad típica está compuesta de areniscas finas y lutitas depositadas en un ambiente lacustre en el Paleoceno (Figs. 2.5 y 2.6; Caselli, 2002; Kropovickas et al., 2009; Fosdick et al., 2017). A la Formación Puesto La Flecha la sobreyace la Formación Vallecito oligocena-miocena, que representa grandes campos de dunas eólicas formadas en climas cada vez más áridos y semiáridos durante el desarrollo de las cuencas de antepaís andina y la deposición del relleno en la antefosa (Jordan et al., 1993; Jordan et al., 2001; Fosdick et al., 2017; Reat y Fosdick, 2018). Sobre dicha formación se apoyan en discordancia las sedimentitas volcanitas de la Formación Cerro Morado, la cual consiste en flujos volcánicos andesíticos, flujos piroclásticos y abanicos aluviales, cuyos datos geocronológicos sugieren edades de ~14 Ma (Jordan et al., 1993; Limarino et al., 2002). Por encima de la Formación Cerro Morado se depositaron las areniscas y conglomerados del mioceno tardío de la Formación Cauquenes (Furque et al., 2003). Durante el Mioceno tardío-Plioceno se acumularon aproximadamente 6 km de estratos sinorogénicos en Precordillera Oriental (Fig. 2.6), compuestos por las Formaciones: a) Río Salado, un conjunto de areniscas finas intercaladas con arcillias y limolitas, Capaldi et al. (2020) obtuvieron una edad de 17 Ma; b) Quebrada del Jarillal, la cual consiste en areniscas finas y gruesas y fue asociada al Mioceno medio (Furque et al., 2003); c) la Formación Huachipampa constituida de una secuencia de areniscas medias a finas con una edad de ~7-10 Ma (Milana

22

et al., 2003; Capaldi et., 2020); d) Quebrada del Cura, formada por areniscas finas y limolitas depositadas en el Mioceno superior (Jordan et al., 1990; Milana et al., 2003); e) Formación Río Jáchal consiste en dos miembros (Inferior y Superior) que presentan una transición de areniscas medias a conglomerados con edades de 7,5 y 2,7 Ma (Furque et al., 2003; Capaldi et al., 2020); f) Formación Mogna integrada por gruesos bancos de conglomerados con intercalaciones de areniscas finas con edades de ~4-2 Ma (Jordan et al., 1993;Milana et al., 2003).

		Cuenca de Valle del Cura	Ci	uenca de lesia	Precordillera Occidental y Central	Precordillera Oriental y cuenca de Bermejo
atemario	Pleistoceno		Grupo Iglesia			
õ		-		-	Formación El Corral	Formación El Corral
Neógeno	Plioceno	Los Bañitos	Formación Rodeo	Mb. Las Flores	Formación Mogna	Formación Mogna
	Micceno	lgnimbritas Vacas Heladas		Nb. Lomas del Campanario	Formación Río Jáchal	Formación Río Jáchal
		Formación Cerro las Tortolas			Formación Cauquenes	Formación Quebrada de Cura Formación Huachipampa
		Formación La Ollita	Formación Cuesta del Viento		Formación Cerro Morado	Formación Quebrada del Janilial Formación Rio Salado
Paleógeno	Oligoceno	Formación Valle del Cura Formación Rio la Sal Basaltos Las Maguinas	7		Formación Vallecito	Formación Vallecito
	Ecceno					
	Paleoceno				Puesto La Flecha	
Cretácico	Superior				Formación Ciénaga de Río Huaco	

Figura 2.6: Cuadro estratigráfico del área de estudio (modificado de Alonso et al., 2011; Winocur et al., 2015; Fosdick et al., 2017; Reat y Fosdick, 2018; Capaldi et al., 2020).

Hacia el oeste el relleno neógeno en la cuenca de Iglesia comenzó ~19,5 Ma con la depositación de la Formación Cuesta del Viento (Figs. 2.5 y 2.6), localizada en el extremo occidental de la Sierra Negra, formada en su base por conglomerados polimíticos con

areniscas y tobas intercaladas (Alonso et al., 2011). Estos corresponderían a depósitos de sistemas proximales, de alta pendiente y energía. En la sección superior de esta formación, desarrollada en un paleoambiente lacustre, las lutitas predominan con la participación de tobas de caida, junto con bajos niveles de areniscas y lechos de conglomerados polimíticos (Alonso, 2011). Le sigue la Formación Rodeo compuesta por dos miembros (Figs. 2.5; Furque 1979; Gagliardo et al., 2001; Alonso, 2011). La base de la formación (Miembro Lomas del Campanario; Fig. 2.5) está compuesta por conglomerados de carácter poligénico entre capas, areniscas piroclásticas y depósitos de flujos y oleadas piroclásticas (Alonso, 2011). La parte superior de la Formación Rodeo (Miembro Las Flores; Fig. 2.6) está compuesta de conglomerados con una transición a lutitas masivas, areniscas finas y lechos de yeso (Alonso et al., 2011; Ré et al., 2003). Estas rocas representan la acumulación en un amplio sistema de lagos de playa. Algunos de ellos incluyen abundantes niveles de evaporita (Alonso et al., 2008).

Los depósitos oligocenos en el sector más oriental de Cordillera Frontal del Grupo Doña Ana (Fig. 2.5; Maksaev et al., 1984) se apoyan en discordancia sobre las rocas permo-triásicas del grupo Choiyoi. Se reconocen tres formaciones de este grupo, la base compuesta de los Basaltos Las Maquinas, consiste en basaltos olivinicos en forma de pequeños cuerpos hipabisales con edades de 22,8 Ma (Ramos et al., 1989). A continuación, se depositan las brechas, conglomerados y areniscas rojas de la Formación Río la Sal, la misma fue asignada al Oligoceno-Mioceno temprano. El techo del Grupo Doña Ana pertenece a los depósitos de la Formación Valle del Cura compuesta principalmente de rocas volcaniclásticas intercaladas con tobas de caída, además se observan en afloramientos depósitos piroclásticos con ignimbritas con edades desde los 27 a 22 Ma (Winocur et al., 2015). La Formación la Ollita depositada en el Mioceno inferior a medio se caracteriza por areniscas intercaladas con yeso y anhidrita, además se distinguen brechas volcaniclásticas, tobas e intercalaciones lávicas mesosilisicas (Cardó et al., 2005). El intervalo del Mioceno medio-tardío corresponde al volcanismo tardío de la Formación Cerro las Tórtolas datadas en 13-10 Ma (Fig. 2.7; Maksaev et al., 1984; Ramos et al., 1989; Litvak, 2009), compuesta de andesitas a dacitas con niveles piroclásticos proximales y tobas distales. Apoyada en forma discordante sobre la Formación Valle del Cura se presenta la Formación pliocena Los Bañitos en donde se destacan brechas y conglomerados rojizas (Malizia et al., 1999).

CAPITULO 3.

RE-PROCESAMIENTO SISMICO.

3.1. Introducción.

La sísmica de reflexión es una técnica ampliamente utilizada en exploración geofísica que permite obtener información del subsuelo. La metodología está basada en la obtención de los tiempos de llegada de ondas elásticas, generadas artificialmente mediante explosivos o vibraciones en la superficie terrestre. El retorno de estas ondas después de reflejarse en las distintas interfaces, se registran en sensores ubicados sobre el terreno (Fig. 3.1a). En este sentido, el objetivo de la sísmica de reflexión es obtener una imagen representativa del subsuelo.


Figura 3.1: a) Ejemplo del método de adquisición sísmica para tres capas. b) Coeficientes de reflexión (CR) definidos por la diferencia de impedancias acústicas (IA). V_{pn} : velocidad de la onda p en la capa nesima, ρ_n : densidad de la capa n-esima (modificado de Simm, 2014).

Una onda sísmica producida por alguna fuente se considera como una función del tiempo f(t) la cual reducirá su amplitud y perderá las altas frecuencias mientras más lejos está el receptor de la fuente. Las señales sísmicas son el resultado de la convolución del frente de onda generado en la fuente, con los sucesivos coeficientes de reflexión (CR) correspondientes a interfaces en el subsuelo (Simm et al., 2014). Puede pensarse en la convolución como el proceso mediante el cual la forma de onda (ondícula) se modifica al reflejarse, modificación que es proporcional a la magnitud y signo del coeficiente de reflexión. En su manera más simple los coeficientes de reflexión están relacionadas a los cambios en la impedancia acústica donde esta impedancia (IA) es el producto de la velocidad (V) y la densidad (ρ) (Fig. 3.1b; Simm et al., 2014). De modo que, como resultado de la convolución, la señal de entrada trae en su impronta la información de los contrastes de impedancia acústica del subsuelo.



Figura 3.2: Factores que afectan la amplitud sísmica (tomado de Sheriff, 1975).

Matemáticamente, una convolución es un operador (*) que transforma dos funciones (la serie de coeficientes de reflexión y la ondícula) en una tercera función (la señal registrada) que representa la magnitud en la que se superponen (Fig. 3.1b). Sin embargo, el patrón de interferencias resultante de las trazas sísmicas en el caso real se ve afectado por amplitudes que tienen poco interés directo y de ser posible, deben ser eliminados en la etapa del procesamiento. Estos incluyen efectos de divergencia, múltiples, dispersión, ruido general superpuesto, curvatura de reflexión y rugosidad (Fig. 3.2; Sheriff, 1975). Por lo tanto, para obtener una imagen coherente del subsuelo que luego pueda ser interpretada (Capítulo 4), es necesario una etapa de procesamiento que pueda eliminar los diferentes tipos de ruidos coherente de las señales sísmicas que representan la estructura interna del

terreno. En este capítulo las líneas sísmicas de las cuencas de Iglesia y Bermejo serán reprocesadas siguiendo una etapa básica de procesamiento (Yilmaz, 2001), de acuerdo a los objetivos propuestos anteriormente. Con este reprocesamiento se optimizará la resolución de estas antiguas secciones sísmicas, sobre todo en los reflectores de mayor interés.

3.2. Datos.

La base de datos consiste en datos sísmicos en formato segy pre-stack y post-stack 2D (Fig. 3.3). En la cuenca de Iglesia se destacan diecinueve perfiles sísmicos de reflexión de fuente activa (explosivos) de 48 canales adquiridos por la compañía petrolera argentina Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Las mismas fueron recolectadas en la cuenca entre 1980-1981. Los perfiles fueron procesados por *Horizons Consulting* para YPF a principios de la década de los 80. Snyder (1988) reprocesó varias líneas (5324, 5326 y 5333) en un esfuerzo por mejorar la imagen de las estructuras basales (Fig. 3.3a). Catorce perfiles E-O tienen aproximadamente 25-35 km de longitud, mientras que cinco líneas N-S varían entre 15 y 75 km. Esta red sísmica resultante cubre la mayor parte del valle de Iglesia (~2600 km²). Se registran cinco segundos de tiempo de viaje doble (*Two Way Time*, por sus siglas en ingles) en las secciones no migradas, aunque los reflectores razonablemente continuos son comunes solo en los 2 segundos superiores de los datos.

Por otro lado, la base de datos en la cuenca de Bermejo consiste en 30 perfiles sísmicos 2D, comprendiendo 6000 km² (Fig. 3.3b). Los mismos fueron adquiridos por diferentes empresas en la década del 80 con diferentes parámetros. De esta manera la base de datos de Bermejo consiste en líneas sísmicas adquiridas con fuente activa y vibros de 48 y 96 canales respectivamente. Los registros sísmicos presentan longitudes de 5-8 segundos de *TWT*, esta

información fue reprocesada por Zapata (1998), sin embargo, las resoluciones de los mismos solamente son aceptables en los primeros segundos.



Figura 3.3: Imágenes que muestra ubicación de las líneas sísmicas sobre un modelo de elevación digital. a) Cuenca de Iglesia y b) Cuenca de Bermejo.

3.3. Secuencia de procesamiento.

A continuación, se detallará una secuencia básica de procesamiento pre-apilamiento y postapilamiento elaborada para los datos sísmicos. Dentro de una secuencia básica de procesamiento convencional son muchos los aspectos teóricos que se deben tener en consideración con el fin de poder generar un procesamiento óptimo de los datos, estos presentan problemas que a veces son propios a las condiciones geológicas de la zona. Según Yilmaz (1987) existen en principio tres pasos significativos: la deconvolución, el apilamiento y la migración. Además, son implementados procesos secundarios en diversas etapas de la secuencia tales como filtros, correcciones estáticas, corrección dinámica, entre otras (Fig. 3.4). Sin embargo, la falta de datos de pozo genera incertidumbre en la ley de velocidad por este motivo no fue posible migrar las secciones sísmicas en la cuenca de Iglesia.



Figura 3.4. Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión de este trabajo.

3.3.1. Pre-apilamiento

3.3.1.1. Demultiplexeo.

El dato crudo es registrado como muestras en filas cuyas amplitudes digitalizadas, en el mismo tiempo de grabación de cada canal individual, son cargados en las cintas o discos duros en la misma línea. Esto da como resultado un volumen de datos que consiste en la primera muestra del primer canal, la primera muestra del segundo canal, la primera muestra del tercer canal, etc. (Fig. 3.5a). Los datos sísmicos deben organizarse en columnas, es decir, todas las muestras de amplitud del primer canal, del segundo canal, etc. Esta disposición se conoce como demultiplexación y matemáticamente es un proceso de transposición en el que cada fila se transpone individualmente a columnas, cada una de las cuales contiene muestras de amplitud de un canal en particular (Fig. 3.5b). Hoy en día, los sistemas modernos de grabación de datos sísmicos realizan demultiplexación antes de almacenar los datos en el disco o las unidades de cinta y, por lo tanto, dependiendo de las especificaciones de la unidad de grabación, la demultiplexación puede no ser necesaria durante el procesamiento de datos.



Figura 3.5. Representación esquemática del demultiplexeo en un shot gather con seis trazas. a) y b) trazas antes y después del demultiplexeo respectivamente (tomada de Dondurur, 2018).

3.3.1.2. Edición de trazas sísmicas y preparado de la geometría.

En esta etapa del procesamiento se eliminaron trazas sísmicas ruidosas debida a receptores afectados por fuertes vientos o que no registraron por cortes en los cables, cuya participación en las siguientes etapas del proceso sería nula o incluso negativa en el apilamiento.



Figura 3.6: a) Ejemplo de geometría de adquisición de las líneas sísmicas de la cuenca de Iglesia. b) Camino esquemáticos de rayos de los diferentes gather comúnmente utilizados en el procesamiento sísmico.

El siguiente paso es el de determinar la distribución de las fuentes y receptores en el levantamiento sísmico. Esto consiste en asociar a cada una de las trazas con un par tiroreceptor asignándole coordenadas (x,y,z). Esta geometría fue construida según partes del observador (informe de campo de los parámetros de adquisición). Donde se destaca la relación existente entre los registros secuenciales y las estaciones receptoras para cada tiro, en que estación se disparó, el primer y último canal activo para cada uno de los disparos, el tipo de tendido (simétrico para la cuenca de Iglesia y variable en Bermejo), distancia entre receptores, distancia entre fuentes, distancia entre receptor y fuente (mínima y máxima), entre otros datos (Fig. 3.6a). Esta etapa de asignación de geometría es de vital importancia, a partir de este momento podemos construir grupos según nos convenga para operar tales como *shot gathers, receiver gathers* o *CDP gathers* (*common depth point* por sus siglas en inglés), *offset common gathers*, entre otros (Fig. 3.6b). De este modo, un *shot gathers* representa el grupo de trazas propagadas a partir de un disparo único y registradas por todos los receptores disponibles, el *receiver gathers* hace referencia al conjunto de trazas propagadas desde diferentes disparos pero registradas en un receptor común, el *CDP gathers* equivale a una serie de disparos los cuales iluminaron en profundidad un mismo punto, tomando como dicho punto la distancia media entre cada par de receptor-disparo, denominándose fold (cobertura) al número de trazas que componen el gather.

3.3.1.3. Ganancia de amplitudes.

Un registro sísmico representa un frente de onda que viajó desde una fuente por el interior de la tierra hasta un receptor en superficie, durante este viaje la onda experimenta dos efectos en su propagación (Fig. 3.2). El primero de ellos es la atenuación por divergencia esférica, en un medio homogéneo la amplitud decae con la raíz cuadrada de la densidad de la energía, es decir como 1/r, donde r es el radio del frente de onda. En la práctica usualmente la velocidad incrementa con la profundidad lo que provoca una mayor divergencia del frente de onda y una disminución más rápida de las amplitudes con la distancia (Yilmaz, 2001). El segundo efecto es debido a la absorción más rápido de las altas frecuencias, debido a la atenuación intrínseca de las rocas.

Existen diferentes métodos para la recuperación de amplitudes, entre ellos control automático de ganancia (AGC por sus siglas en inglés *Automatic Gain Control*), balanceo de trazas, y divergencia esférica (Yilmaz, 1987). El problema de las dos primeras es que no tienen bases físicas en el aumento de las amplitudes por lo que la modificación de trazas con estos métodos solo se recomienda para su visualización. El tercer método es el más aconsejable para el uso de atributos sísmicos (estos escapan al interés de esta tesis), en el mismo se mantienen las verdaderas amplitudes. Sin embargo, exige el conocimiento de una ley de velocidad que en esta etapa del procesamiento todavía es desconocido, además el efecto de las reflexiones múltiples puede generar sobrecorreciones (Yilmaz, 2001). De tal manera, en este trabajo se utilizó el método exponencial el cual es una función independiente de la velocidad, la compensación por perdida de amplitud conlleva la multiplicación de cada traza por una curva variante en el tiempo (Ecuacion 3.1; Yilmaz, 1987).

$$g(t)=A^*t^\alpha \tag{3.1}$$

Donde g(t) es la amplitud de la traza de salida para el tiempo t en segundos, A es la amplitud, y α es el valor del exponente, usualmente es 2 (Claerbout, 1985). La figura 3.7a muestra un ejemplo de una curva de ganancia para corregir el decaimiento de la señal. Las figuras 3.7b-3.7c presenta la corrección por el método exponencial a los registros de la línea 5322.



Figura 3.7: a) Esquema de la amplitud de una traza sísmica (línea punteada) antes de aplicar la curva de ganancia variante en el tiempo (línea solida). b) Registro sísmico antes de la corrección de amplitudes. c) Método exponencial aplicado a un registro de la línea sísmica 5322.

3.3.1.4. Filtros y análisis de frecuencia.

El análisis de frecuencia es fundamental para el estudio de las ondas sísmicas, a partir de este análisis podemos distinguir el rango de frecuencias de las diferentes componentes de la señal. Los algoritmos matemáticos son más sencillos en el dominio de la frecuencia, por tal motivo es que se utiliza la transformada de Fourier la cual nos permite descomponer una función del dominio del tiempo en su espectro de amplitud y fase, asumiendo que dichas ondas que se propagan por el subsuelo pueden ser representadas por una serie de funciones armónicas simples de seno y coseno (Ecuación 3.2).

$$x(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) * \cos(2 * \pi * f * t) dt - i * \int_{-\infty}^{\infty} x(t) * \sin(2 * \pi * f * t) dt$$
(3.2)

La ecuación (3.2) puede ser expresada en forma polar de la siguiente manera

$$x(f) = A(f) * e^{-i\omega t}; A(f) = \sqrt{x_r^2(f) + x_i^2(f)}; \phi(f) = \tan^{-1}({x_i/x_r})$$
 (3.3)

La ecuación (3.3) expresa una función en el dominio de la frecuencia descompuesta en base a su espectro de amplitud (A(f)), y de su fase (ϕ (f)), los términos x_r, x_i representan la parte real e imaginaria de los términos de la serie de Fourier (Tolstov, 2012). En este punto es importante conocer una definición de espectro de amplitud y fase. El espectro de amplitud muestra los componentes armónicos que combinados producen la señal en tiempo, un espectro amplio de frecuencia muestra una ondícula más fina en tiempo, mientras menor es su contenido de frecuencia la onda se estira más en el tiempo (Fig. 3.8). Por otro lado, el espectro de fase es la manera en cómo se relacionan los componentes armónicos en el ancho de bandas, en este sentido se habla de ondícula de fase cero porque todos sus componentes en el tiempo t=0 se encuentran alineados en un máximo, mientras que el inicio de una ondícula de fase mínima se encuentra en el tiempo t=0, de esta manera el espectro de fase está relacionado a la forma de la ondícula (Fig. 3.8).



Figura 3.8: a) Ondícula en forma de pulso (izquierda) y su espectro de fase (medio) y amplitud (derecha) b) Ondícula de Ricker 40 Hz de fase cero c) Si la ondícula se estira en el tiempo el espectro de amplitud es más delgado. La forma de la onda cambia si el espectro de fase se vuelve d) un valor constante positivo o e) aumenta linealmente con la frecuencia. f) Espectro de amplitud y fase para datos reales de la cuenca de Iglesia (modificado de Dondurur, 2018).

Luego del análisis frecuencial es momento de diseñar los filtros a utilizar en nuestros datos, el primer filtro está relacionado con la frecuencia de Nyquist (Ecuación 3.4), para eliminar el efecto denominado *aliasing* temporal, consecuencia de reconstruir una señal sísmica que se encuentra discretizada en digital, esto se conoce como intervalo de muestreo (por ejemplo, de 4 ms; Yilmaz, 2001).

$$f_{Ny} = \frac{1}{2 * \Delta t}$$
(3.4)

Donde f_{Ny} es la frecuencia de Nyquist para un intervalo de muestreo Δt . Por lo tanto, no podremos tener una frecuencia mayor a la de Nyquist sin contaminar nuestra señal.

Un filtro de frecuencia puede ser pasa banda, pasa alto o pasa bajo, la elección de uno de ellos depende del espectro de amplitud, el filtrado pasa banda se usa comúnmente, debido a que una traza sísmica generalmente contiene ruido de baja frecuencia, como las ondas superficiales (*ground roll*) y ruido ambiental de alta frecuencia. La energía de reflexión sísmica utilizable generalmente se limita a un ancho de banda de aproximadamente 10 a 80 Hz, con una frecuencia dominante alrededor de 30 Hz (Onajite, 2013). Un rasgo importante a tener en cuenta a la hora de diseñar un filtro es el efecto de Gibbs. La figura 3.9 muestra tres formas para el diseño de un filtro, lo recomendado para eliminar el efecto de Gibbs es crear un filtro en forma de trapecio y evitar las reverberaciones del operador en el dominio del tiempo (Figs. 3.9a-b), las pendientes del trapecio deben ser lo suficientemente suaves a fin de obtener un operador lo más corto posible (Fig. 3.9c).



Figura 3.9. a) Forma de onda (panel superior) y espectro de amplitud (panel inferior) mostrando el efecto de Gibbs. b) Flancos del filtro pasa banda (S1 y S2). c) Cuatro puntos para suavizar la pendiente del espectro.

3.3.1.5. Deconvolución o filtro inverso

La deconvolución es un proceso que tiene como objetivo estimar los efectos de la respuesta impulsiva de la tierra aplicando un filtro inverso, este método comprime la ondícula atenuando las reverberaciones y múltiples de período corto. De esta manera se aumenta la resolución temporal y produce una representación de la reflectividad del subsuelo (Fig. 3.2; Yilmaz 2001). La principal aplicación de los filtros inversos (Ecuación 3.5) es eliminar los efectos adversos de una operación de filtrado previo, tal como la convolución de la traza sísmica al pasar por la tierra (Fig. 3.10).

$$f(t)=\delta(t)*1/w(t)$$
 (3.5)

f(t) es el operador de filtro inverso, w(t) es la forma de la ondícula fuente y $\delta(t)$ es la función delta de Kronecker.

$$\delta(t) = \begin{cases} 1, t = 0\\ 0, t \neq 0 \end{cases}$$
(3.6)

40

El operador de filtro f(t) necesario para calcular la respuesta al impulso de la tierra del sismograma registrado resulta ser el inverso matemático de la ondicula sísmica w(t). La ecuación (3.6) implica que el filtro inverso convierte la ondícula básica en un pulso en t = 0. Del mismo modo, este filtro convierte el sismograma en una serie de picos que definen la respuesta al impulso de la Tierra. Por lo tanto, el filtrado inverso es un método de deconvolución, siempre que se conozca la forma de onda de la fuente (Fig. 3.10; deconvolución determinista). Sin embargo, en la practica la ondícula fuente no es conocida. Para definir los parámetros de este filtro es que se utiliza la autocorrelación (esta sección se explica a continuación) parte indispensable en el algoritmo de deconvolución. Los procedimientos matemáticos asociados a la deconvolución descansan por lo general sobre varias hipótesis en común con el modelo convolucional: Modelo de capas horizontales con velocidades constantes e incidencia normal, una onda sísmica estacionaria (su forma no cambia durante la propagación), la componente de ruido es cero o puede ser reducida en el procesamiento, la ondícula sísmica es de fase mínima y reflectividad aleatoria.



Figura 3.10: Esquema del modelo de deconvolución utilizado para eliminar el efecto de la convolución previa.

3.3.1.5.1 Correlación cruzada y autocorrelación.

El procesamiento de datos sísmicos a menudo requiere la medición de la similitud o alineación temporal de dos trazas. La correlación cruzada es una operación matemática entre dos funciones y es una forma de evaluar el grado de similitud entre ambas señales, esta correlación calcula la diferencia medida en tiempo de dos series y la semejanza de una con respecto a la otra. La autocorrelación es la correlación cruzada de la función consigo misma, esta función es par (simétrica con respecto al origen) y contiene toda la información de amplitud de las funciones autocorrelacionadas. Esto último se puede ver en la figura 3.11 sobre un grupo de trazas sísmicas, dicha representación se denomina autocorrelograma.



Figura 3.11: Correlograma de los datos sísmicos de la cuenca de Iglesia línea 5321.

Este proceso se utiliza para obtener el operador de deconvolución, pero como se mencionó anteriormente dicho operador necesita conocer la forma de la ondícula fuente que en general es desconocida. Por tal motivo, se hace uso de la hipótesis de reflectividad aleatoria (Fig. 3.12b), lo que significa que la serie de reflectividad tiene características de ruido blanco, donde su máximo valor lo tiene en el tiempo cero (función delta de Dirac). Esta función convolucionada con la autocorrelación de la ondícula fuente produce la autocorrelación de la traza sísmica que es igual a la autocorrelación de la ondícula fuente (Dondurur, 2018).



Figura 3.12. Esquema que muestra la importancia de la hipótesis de aleatoriedad. a) caso real. b) Serie de reflectividad aleatoria. c) Serie de reflectividad no aleatoria. r(t): serie de reflectividad. w(t): ondicula fuente. s(t): sismograma. δ (t): función delta de Dirac. R{}: representa la autocorrelación (modificado de Dondurur, 2018).

Sin embargo, los coeficientes de reflectividad no son aleatorios (Fig3.12c), a pesar de que tiene un valor máximo en el tiempo cero, en realidad no es cero en los tiempos restantes y tiene pequeñas amplitudes distribuidas a lo largo de todo el eje, la mayoría de estas amplitudes se relacionan a múltiples como se muestra en el autocorrelograma de la fig. 3.11. De tal manera, la autocorrelación del sismograma obtenido de convolucionar la autocorrelación de la ondícula con la función de reflectividad no es exactamente igual a la autocorrelación de la ondícula fuente. De hecho, solo la parte inicial (primer pico del autocorrelograma; Figs. 3.11 y 3.12) de esta función de autocorrelación resultante refleja las características de la autocorrelación de la ondícula fuente (Fig. 3.12). 3.3.1.5.2. Deconvolución impulsiva.

Por lo explicado anteriormente la autocorrelación se utilizó para calcular la deconvolución impulsiva (Yilmaz 1987) en las trazas sísmicas de Iglesia y Bermejo, convirtiendo la ondícula de salida en un *spike*. Esto último generó un espectro de amplitud más regular en cada traza analizada provocando un aumento del ruido y la señal de baja frecuencia, por lo que fue necesario aplicar un adecuado filtro paso banda. Además, se empleó un balanceo variante en el tiempo a cada traza para llevar los datos a un nivel común de raíz cuadrática media (Coruch, 1985). La figura 3.13 muestra el efecto de la deconvolución impulsiva para un shot gather de la línea sísmica 5323.



Figura 3.13: Deconvolucion para un shot gather de la línea sísmica 5323.

3.3.1.6. Correcciones estáticas por refracción.

El objetivo de aplicar esta corrección es determinar los tiempos de llegada de reflexión que se habrían observado si todas las medidas hubieran sido realizadas en un plano de referencia sin la presencia de la capa meteorizada (Sheriff y Geldart, 1983). La estrategia utilizada fue proyectar la fuente y receptor a este nuevo plano de referencia ajustando los tiempos de viaje (Fig. 3.14a). La velocidad y el espesor (Fig. 3.14b-c) de la capa meteorizada se obtienen a partir de registros de refracción expresados en los partes del observador.



Figura. 3.14. a) Esquema ilustrativo de la corrección estática por refracción. b) Grafico de la elevación topográfica (E; verde), elevación de la capa meteorizada (azul), plano de referencia flotante (PRF; rojo) de la línea sísmica 5322. c) Variaciones laterales de la velocidad de remplazo (Vc) de la línea sísmica 5322. R: Receptor. F: Fuente. PR: Plano de Referencia final. PRS: Plano de Referencia suavizado a la topografía.

El proceso consiste en calcular los tiempos de retardo que experimentan las ondas al pasar por la capa de baja velocidad (Ecuaciones 3.7 y 3.8). La metodología se lleva a cabo para cada estación y fuente, teniendo así una corrección emergente e incidente respectivamente (Cox, 1999).

$$te = \frac{(E - Zc - PRF)}{Vr} ; tzc = \frac{Zc}{Vw}$$
(3.7)

$$Ce = -(tzc + te) \tag{3.8}$$

45

Donde E es la elevación de la fuente o receptor tomado desde el nivel medio del mar, Z_c es el espesor de la capa meteorizada, Vr y Vw son las velocidades de remplazo y de la capa meteorizada respectivamente, PRF es el plano de referencia flotante por debajo de la capa de baja velocidad, t_e es la corrección en tiempo por elevación, t_{zc} es la corrección de la capa meteorizada y C_e es la corrección estática del receptor (corrección emergente), además existirá una corrección estática de la fuente C_i (corrección incidente) calculada de igual manera.

De esta manera fueron calculadas las correcciones estáticas para cada línea sísmica del área de estudio, que luego fueron aplicadas en un plano flotante suavizado a la superficie (Fig. 3.14a), además las mismas permiten hacer correcciones de menor longitud de onda (Ecuación 3.9; Cox, 1999).

$$t = \frac{(PRS - PRF)}{Vr} - Ce$$
(3.9)

Donde el tiempo t es la corrección estática aplicada a un plano de referencia suavizado a la topografía (PRS).

3.3.1.7. Correcciones dinámicas y primer análisis de velocidad

La corrección dinámica tiene como objetivo horizontalizar los tiempos dobles de ida y vuelta como si estos hubieran sido obtenidos a una distancia cero entre receptor-fuente (*offset zero*) esto se conoce como corrección por NMO (*Normal-Moveout*, por sus siglas en ingles). La fuente y el receptor están siempre a cierta distancia (offset) entre sí (Fig. 3.15a). Esto genera como resultado una distorsión en tiempo en las reflexiones, las cuales se retrasan debido al aumento en el tiempo de viaje del rayo reflejado a medida que aumenta el offset (Fig. 3.15b). Las trazas pueden ser corregidas calculando las diferencias de tiempo (Δ t_{NMO}) entre cada trayectoria oblicua y la normal a la capa (Fig. 3.15b). Esta corrección se efectúa en el dominio de los CDP gather (ver 3.3.2. Edición de trazas sísmicas y preparado de la geometría) y depende de varios factores entre ellos la velocidad de la capa por encima del reflector, el offset, el tiempo de offset cero asociados a la reflexión del evento, entre otros (Yilmaz, 2001).



Figura 3.15: a) Esquema de un par fuente receptor para una reflexión en un horizonte plano. b) Grafico de la distancia en función del tiempo para el par receptor-fuente mostrando la corrección de tiempo normal moveout (Δ t; tomoda de Yilmaz, 2001). F: fuente. R: receptor. X: offset.

El tiempo de viaje para un par fuente-receptor en un medio homogéneo y en capas planas (Fig. 3.15a) se puede expresar como la ecuación de una hipérbola (Ecuación 3.10)

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}$$
(3.10)

Donde x es la distancia entre la fuente y el receptor, v es la velocidad en el medio sobre el reflector y t_0 es el tiempo a lo largo del offset cero. La corrección por NMO está dada por la diferencia de tiempos entre t y t_0 (Ecuaciones 3.11 y 3.12).

$$\Delta t_{\rm NMO} = t - t_0 \tag{3.11}$$

$$\Delta t_{\rm NMO} = t_0 * \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{V_{\rm nmo*t0}}\right)^2 - 1} \right]$$
(3.12)

47

La velocidad v_{NMO} en un medio isotrópico de capas paralelas es igual a la v_{rms} (velocidad cuadrática media). Además, en la practica la velocidad v_{NMO} se considera igual a la velocidad v_{stk} (velocidad de apilamiento *stacking*), donde v_{stk} es la velocidad que permite el mejor ajuste de la trayectoria del tiempo de viaje en un CDP gather a una hipérbola dentro de la longitud extendida (Al-Chalabi, 1973; Hubral y Krey, 1980).

Mediante un análisis de velocidad se obtuvo V_{stk} para corregir por NMO, seleccionando aquellas velocidades con mayor coherencia de la señal a lo largo de una trayectoria hiperbólica. Siguiendo lo propuesto por Neidell y Taner (1971) se aplicó para este primer análisis de velocidad el método de semblanza, el cual es definido como la relación entre las energías de entrada y salida normalizada.



Figura 3.16: Panel de análisis de velocidad que muestra el picado de velocidades para la línea sísmica 5301, a la izquierda la semblanza y a la derecha el conjunto de 50 CMP formando un súper gather. Línea negra velocidad picada en el súper gather, amarilla velocidad picada en el súper gather previo, verde velocidad inferida para el súper gather posterior, rojo velocidad intervalica.

Con el objetivo de mejorar la relación señal-ruido fueron construidos súper gathers sumando CDP gather vecinos. La figura. 3.16 muestra los súper gather, el espectro de velocidades en función del tiempo y la velocidad picada (V_{stk}) en forma interactiva.

Luego del análisis de velocidad fue aplicada la corrección dinámica que generó un estiramiento de los eventos. El mismo es una distorsión frecuencial en la que los eventos se desplazan a frecuencias más bajas afectando las trazas sísmicas más lejanas. Este efecto fue removido por *mute* (enmudecimiento).

3.3.2. Apilamiento.

3.3.2.1. Apilamiento preliminar (Stack Brute).

Cada traza en el CDP se ha corregido en tiempo y se movió a su verdadero punto en profundidad común o punto de reflexión común, pero los datos aún no están en la posición espacial correcta. En esta etapa se sumaron las trazas de estos CDP en un apilamiento de salida (Mayne, 1962) disminuyendo el ruido en un factor igual a la raíz cuadrada de la cobertura (\sqrt{fold}) , aumentando la relación señal-ruido (Fig. 3.17).



Figura 3.17: Esquema que muestra el proceso de apilamiento (tomado y modificado de https://www.glossary.oilfield.slb.com/en/Terms/s/stack.aspx).

3.3.2.2. Segundo análisis de velocidad.

Luego de obtener el apilado preliminar es necesario refinar las velocidades, para mejorar la imagen de la sección sísmica. Una técnica de gran utilidad en el análisis de la velocidad es obtener secciones apiladas o grupos de CDP con rangos de velocidades constantes, las cuales representan un porcentaje de la velocidad original obtenida en el análisis por semblanza (Fig. 3.18; Yilmaz, 2001). Esta técnica consiste en picar en cada súper gathers (ver sección 3.3.7), aquella velocidad donde el evento presenta una mayor resolución. La ventaja de combinar ambos métodos (semblanza y velocidad constante) permito obtener variaciones verticales y laterales de velocidad respectivamente.



Figura 3.18: Paneles esquemáticos de velocidades constantes. En azul velocidad picada en diferentes paneles (tomada de Dondurur, 2018).

3.3.2.3. Estáticas residuales

Las correcciones estáticas por refracción aplicadas anteriormente removieron la distorsión de las grandes longitudes de onda en el tiempo de viaje. Sin embargo, no eliminaron aquellas producidas por los cambios bruscos de velocidad y elevación, que deterioran la relación señalruido del apilamiento (Yilmaz, 2001). Por esta razón aplicamos las correcciones estáticas residuales (Fig. 3.19). Estas se consideran que son consistentes en superficie, lo que significa que el tiempo de retardo solo depende de la localización de la fuente y el receptor. Esta suposición es válida si todas las trayectorias de rayos cerca de la superficie son verticales independientemente del desplazamiento fuente-receptor, lo que es esperable debido a que las velocidades cercanas a la superficie son muy bajas.



Figura 3.19: Imagen esquemática de la corrección estática residual. a) Trazas con ruido de alta frecuencia. b) Trazas corregidas por estáticas residuales. c) Corrección estática aplicada a las trazas de (b) (tomado de agilegeoscience.com).

Entre las técnicas que se han desarrollado con el objetivo de corregir este ruido de alta frecuencia, se utilizó el método de maximización del apilamiento de potencia (*stack-power maximization*; Ronen y Claerbout, 1985), por tener una alta relación señal-ruido. Este método aplicado a los gather corregidos por NMO, estima las residuales de la fuente y receptor minimizando las variaciones de tiempo entre el modelado y las desviaciones de tiempo actuales. Dicho de otra manera: a) se calculan las desviaciones de tiempo a todas las trazas a partir de la correlación cruzada entre los gather y los CDP apilados; b) se obtiene un nuevo apilamiento con las desviaciones de tiempo derivadas del paso anterior y c) se calcula la energía acumulada de las trazas apiladas sumando las amplitudes al cuadrado. Estos pasos se repiten para un rango de desviaciones de tiempo, se eligen aquellas que producen mayor potencia para obtener un nuevo apilamiento.



Figura 3.20: NMO gathers izquierda antes de aplicar correcciones estáticas residuales y derecha después de aplicar dicha corrección.

Las correcciones estáticas residuales son el último paso para obtener gathers corregidos por NMO (Fig. 3.20), por tal motivo es conveniente realizar un tercer análisis de velocidad después de aplicar esta corrección. Se aplicó un proceso conocido como la inversa de la corrección por NMO, que devuelve los gather sin esta corrección dinámica. Luego se realizó el análisis de velocidad (por semblanza), se corrigen los CMP por normal moveout y por último se obtiene un nuevo apilado.

3.3.3. Post-apilamiento.

3.3.3.1. Deconvolución-4D.

Este proceso es la primera etapa del procesamiento post-apilamiento, en ella se buscó eliminar el ruido que no pudo ser eliminado en etapas anteriores. Haciendo énfasis en la atenuación del ruido blanco aleatorio. Por lo tanto, se aplicó el método de deconvolución- 4D, el cual elimina el ruido blanco en el dominio del tiempo al crear una ondícula dentro de pequeñas ventanas superpuestas en tiempo y espacio. Este método suprime el ruido blanco usando hasta 3 inclinaciones para encontrar la dirección de máxima energía y apilar trazas a lo largo de dicha dirección. De esta manera se consigue una traza modelo refinándola a partir

de cambios estadísticos y de correlación cruzada con la traza original. Por ultimo sustraemos las trazas modeladas a los datos de entrada para remover el ruido (Fig. 3.21; Butler, 2012)



Figura 3.21: Diagrama en bloques de la deconvolución 4D (tomada de Butler, 2012)

3.3.3.2. Deconvolución F-X

Un método comúnmente utilizado para eliminar el ruido incoherente es un filtro de predicción espacial aplicado en el dominio espacio-frecuencia, conocido como deconvolución *f-x* (Canales, 1984). Este filtro hace uso de la transformada de Fourier convirtiendo un CDP apilado del dominio *x-t* a un dominio complejo *x-f*, esta matriz es transpuesta y representa una longitud igual a la cantidad de trazas en la sección sísmica. Para cada frecuencia *f* se diseña un filtro que se aplica a la matriz anteriormente mencionada. Estos pasos se aplican para cada frecuencia especificada, por último, con la inversa de la transformada de Fourier se obtiene la sección filtrada (Fig. 3.22; Yilmaz, 2001).



Figura 3.22: Muestran la sección sísmica 5335 con un plano de referencia de 2400 metros. Arriba sección sísmica previa al re-proceso, abajo sección sísmica obtenida al final del procesamiento.

CAPITULO 4.

LA CUENCA DE IGLESIA EN EL SUR DE LOS ANDES CENTRALES: UN REGISTRO DE LA EXTENSIÓN DE RETROARCO ANTES DE LA DEPOSITACIÓN EN UN TOPE DE CUÑA EN LA CUENCA DE ANTEPAIS.

4.1. Introducción.

Numerosos estudios en sedimentología, estratigrafía, termocronología y análisis estructurales han sido efectuados para desentrañar el desarrollo de la cuenca de Iglesia (Beer et al., 1990; Jordan et al., 1993; Gagliardo et al., 2001; Ré et al., 2003; Álvarez-Marrón et al., 2006; Ruskin y Jordan, 2007; Suriano et al., 2011, 2017; Alonso et al., 2011; Poma et al., 2017). Ademas, otros estudios se han centrado en la actividad tectónica del Pleistoceno (Siame et al., 1997; Perucca y Martos, 2009; Fazzito et al., 2009; Peruca y Martos, 2012; Alcacer-Sánchez y Perucca, 2018; Harries et al., 2018; Harries et al., 2019; Rivas et al., 2019). Sin embargo, pocos estudios han considerado las características de la estructura del subsuelo, en particular en el sector meridional, que impiden una comprensión más profunda de la arquitectura de la cuenca. En este capítulo, interpretamos los datos de reflexión sísmica 2D reprocesados a lo largo del rumbo para reevaluar la evolución tectónica de la cuenca de Iglesia.

4.2. Estratos de crecimiento extensionales y contraccionales.

Una herramienta clave para la determinación de eventos compresivos como extensionales en el área de estudio es la detección de estratos de crecimiento en el campo, así como en información sísmica. En esta sección se introducirá brevemente este concepto y algunos criterios utilizados en la presente tesis para caracterizar aquellas geometrías vinculadas a los estratos de crecimiento y sus diferencias entre contraccionales y extensionales, lo que permitirá determinar la actividad tectónica en el área.

Los depósitos sintectónicos o de crecimiento es un término general utilizado para toda capa sedimentaria depositada durante cualquier tipo de deformación, ya sea de tipo extensional o compresivo, este crecimiento es más notable en las cercanías de las estructuras activas. Los depósitos sedimentarios que acompañan la evolución de las estructuras se los conoce como estratos de crecimiento (Figs. 4.1a-b; Suppe et al., 1992). Además, tienen la particularidad de que su espesor cambia en relación con la posición del frente activo. Por ejemplo, cuando éstos están asociados a una falla de componente normal su espesor aumenta en dirección a la falla (Figura 4.1c), en cambio, si se asocian a pliegues su espesor aumenta hacia los flancos (Figura 4.1d). Los estratos de crecimiento en secciones sísmicas se identifican por geometrías en forma de abanicos, donde los reflectores no son totalmente paralelos entre sí. En campo, son reconocibles siempre que se preserve la geometría original con cambios de espesores, acuñamientos, y también por la existencia de discordancias progresivas (Riba, 1973, 1976; Vergés et al., 2002).



Figura 4.1. Distintas geometrías de los estratos de crecimiento: (a) levantamiento de una superficie pretectónica con movimiento progresivamente acelerado, (b) levantamiento de una superficie pretectónica con movimiento progresivamente retardado, (c) formación de una falla de crecimiento, y (d) formación de un pliegue de crecimiento. Los esquemas a) y b) fueron modificados de Riba (1973, 1976). Por otro lado, las capas pre-tectónicas son fácilmente distinguible debido a que son más antiguas que la deformación. Mientras que las capas post-tectónicas fosilizan cualquier tipo de estructura e indican que la sedimentación es más reciente que la deformación. Es importante destacar que la geometría de las estructuras de crecimiento es controlada por una amplia variedad de factores entre los cuáles, el mecanismo de amplificación del plegamiento y las tasas relativas de alzamiento-sedimentación son los de mayor relevancia (Fig. 4.1a-b). Generalmente, los pliegues asociados a ambientes contraccionales se amplifican siguiendo dos mecanismos, migración de charnela (Suppe y Medwedeff, 1990) y rotación de limbos (e.j. Riba, 1976) los cuales imprimen características de deformación típicas sobre los estratos de crecimiento. Es importante destacar que estos mecanismos también pueden actuar en conjunto creando geometrías de crecimiento híbridas (e.j. Alonso et al., 2011).

En algunas ocasiones los estratos de crecimiento asociados a fallas normales (Fig. 4.2a) pueden ser afectados por la compresión y hacer más difícil su detección; esto se conoce como inversión tectónica positiva (Cooper et al., 1989, McClay y Buchanan, 1992). Un tipo común de estructura de inversión tectónica la cual afecta a los estratos de crecimientos son los pliegues en arpón, *bypass y shortcut* (Fig. 4.2)



Figura 4.2: Tipos de estructuras que pueden generarse en una inversión tectónica positiva. a) Semigraben y depósitos sinextensionales en una falla normal. b) Anticlinal en arpón por una falla normal invertida. c) falla inversa que afecta la pared yaciente (*shortcut*). d) falla inversa que afecta la pared colgante (*Bypass*). e) Abanico de fallas inversas afectando al yaciente (*shortcut*). f) Sistema de fallas inversas que afectan a la pared colgante (*Bypass*). Modificado de McClay y Buchanan (1992).

4.3. Estratigrafía de las secuencias sísmicas de la cuenca de Iglesia

El objetivo de hacer un análisis de las secuencias sísmicas es definir paquetes de reflectores genéticamente relacionados definiendo límites de secuencias. La estratigrafía secuencial es el análisis de depósitos sedimentarios en un contexto de estratigrafía temporal. Por lo general, implica subdividir el relleno de una cuenca sedimentaria en secuencias individuales de depositación, que luego se puede vincular a los cambios en los dos parámetros fundamentales de suministro de sedimentos y la cantidad de espacio disponible para la depositación (por ejemplo, Mitchum, 1977; Mitchum y Vail, 1977; Mitchum et al., 1977; Ramasayer, 1979; Jervey, 1988; Posamentier y Vail, 1988; Hunt y Tucker, 1992; Embry, 1995; Paola, 2000; Plint y Nummedal, 2000; Catuneanu, 2002; Catuneanu et al., 2009). El objetivo principal de esto es reconstruir cómo los sedimentos llenaron una cuenca y, por lo tanto, cómo se formó la estratigrafía a través del espacio y el tiempo relacionado a los cambios tectónicos, eustaticos o climáticos (Mitchum, 1977; Frostic y Steel, 1993; Blum, 1993; Milana, 1998; Blum y Törnqvist, 2000; Milana y Tietze, 2002; Sheets et al., 2002). Esto último escapa a los intereses del trabajo, sin embargo, los paquetes sedimentarios definidos por los límites de secuencia serán muy útiles en el análisis tectónico y estructural de la cuenca de Iglesia. De tal manera que es importante definir un límite de secuencia. Estos límites se definen en una sección sísmica identificando la terminación de los reflectores sísmicos en las superficies de discontinuidad (Mitchum, 1977; Mitchum y Vail, 1977). Estas terminaciones pueden ocurrir de dos formas:

Debajo de una discontinuidad definiendo el límite superior de la secuencia (Fig. 4.3a). Ejemplos de esto incluyen:

- toplap: terminación de estratos contra una superficie suprayacente, que representa el resultado de la no deposición y/o erosión menor.
- Truncamiento: esto implica la depositación de estratos y su posterior inclinación y erosión a lo largo de una superficie. Esta terminación es el criterio de discordancia superior más confiable de un límite de secuencia. Tal truncamiento también puede ser causado por la terminación contra la superficie erosiva, como por ejemplo un canal.

Por encima de una discontinuidad y define el límite inferior de la secuencia (Fig. 4.3b):

- Onlap: una relación base-discordante en la que los estratos inicialmente horizontales terminan progresivamente contra una superficie inicialmente inclinada, o los estratos inicialmente inclinados terminan progresivamente hacia arriba contra una superficie de mayor inclinación inicial.
- Downlap: una relación en la cual los reflejos sísmicos de estratos inclinados terminan en contra de una superficie inclinada u horizontal.



Figura 4.3: Tipos de terminaciones de reflectores sísmicos. a) y b) Por encima y debajo de una superficie respectivamente (modificado de Mitchum y Vail, 1977).

El procedimiento para la interpretación de la red sísmica de la cuenca de Iglesia (Fig. 4.4) es el siguiente. (1) Identificar y marcar las terminaciones del reflector como onlap, truncamiento erosivo, toplap o downlap, interpretando las interfaces en las que esas terminaciones ocurren como discordancias (2) Trazar cada secuencia sobre toda la cuenca, paralela a reflectores conformables, uniendo entre perfiles paralelos con líneas transversales. (3) Determinar si la interpretación de la secuencia es congruente entre todas las líneas de la red y corregir según sea necesario. (4) Crear una historia cronoestratigráfica para la depositación de las secuencias. Este procedimiento generalmente sigue el recomendado por Vail (1987). Además, se debe tener en cuenta que, idealmente, la interpretación de las secuencias sísmicas implica la calibración de los reflectores con información geofísica o petrográfica obtenida de los registros de pozos. No obstante, esto no se puede realizar debido a la falta de estos datos en la cuenca de Iglesia. Sin embargo, como se discutirá más adelante, la capacidad de correlacionar localmente los reflectores sísmicos con los afloramientos del centro de la cuenca permite cierta predicción de las tendencias de depósito sub-superficiales. No obstante, cabe aclarar las limitaciones en la resolución de las reflexiones sísmicas, la resolución vertical máxima para levantamientos de reflexión sísmica está en el orden de 1/4 a 1/8 de la longitud de onda (Sheriff y Geldart, 1983). Debido a la atenuación de las altas frecuencias y a aumento de la velocidad con la profundidad la resolución será menor a mayores profundidades. De esta manera, se pueden determinar límites de secuencia con errores de 20 a 30 m en los afloramientos.

La interpretación mantiene las once secuencias neógenas definidas por autores anteriores (Fernández-Seveso, 1993; Ré et al., 2003; Ruskin y Jordan, 2007) definiendo los límites de secuencia como se definieron anteriormente, sin embargo, se agregó una nueva secuencia
llamada S12. De esta manera, se define la secuencia uno (S1) la más antigua hasta la secuencia doce la más joven (S12). Se relaciona el basamento acústico con el basamento de la cuenca compuesto de rocas paleozoicas metasedimentarias e ígneas.



Figura 4.4.: Mapa geológico de la cuenca de Iglesia. (Modificado de Cardó et al., 2005). Líneas blancas: localización de las líneas sísmicas interpretadas en este trabajo.

4.4. Estructura superficial y depósitos sintectónicos de la cuenca de Iglesia.

A continuación, se detallan estudios de campo en el área de la cuenca de Iglesia con el objetivo de vincular las secuencias sedimentarias con estructuras y formaciones en superficie, analizando estratos de crecimiento y contactos de los sedimentos neógenos con el basamento paleozoico. Los estratos de crecimiento en superficie se documentaron siguiendo una metodología que incluía mediciones directas del buzamiento de los estratos de crecimiento en el sector norte y centro oeste del área de estudio, registrando cambios de espesores y reconociendo las discordancias angulares intraformacionales (Riba 1976; Vergés et al., 2002).

4.5. Geocronología de circones detríticos U-Pb

Se recogieron dos muestras aproximadamente a 5 km al norte de la ciudad de Rodeo (Fig. 4.4), 20IGL01 una arenisca tobacea de grano fino y 20IGL02 una toba re-trabajada. Las muestras pertenecen al Miembro Las Flores y están separadas una distancia de 70 metros de base (20IGL01) a techo (20IGL02) con una disposición sub-horizontal a levemente buzando hacia el este, dentro de la misma sucesión estratigráfica. Los minerales de circón se prepararon en la Universidad de Texas en Austin mediante técnicas de separación física y química, incluidos los métodos de separación hidráulica, de minerales pesados y magnética esbozados en Gehrels et al. (2008; 2014). Los cristales de circón fueron montados, fotografiados y analizados en el LaserChron Center de la Universidad de Arizona en el multicolector Nu Plasma HR ICPMS (ablación por láser-espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo), utilizando colectores Faraday para la medición de 238U, 232Th, 208Pb, 207Pb, y 206Pb, y contadores de iones para 204(Pb, Hg) y 202Hg y 30 µm-diámetro de tamaño de punto. En el apéndice B se incluyen métodos analíticos detallados, que siguen a Gehrels et al. (2006, 2008).

4.6. Modelo 3D

Se presenta un modelo 3D y un mapa estructural de la parte superior del basamento construido con el método de interpolación co-kriging a partir de líneas sísmicas (Fig. 4.4). Para la construcción de un modelo en profundidad (referido a la superficie topográfica) analizamos cuatro perfiles N-S y dos líneas E-O adicionales. Debido a la falta de pozos que permitieran

hacer el ajuste, la conversión a profundidad de los perfiles sísmicos se realizó mediante un perfil gravimétrico que atraviesa la cuenca en dirección SO-NE. Tal metodología se detalla a continuación.

4.6.1. Estimación de profundidades de los perfiles sísmicos 2D

Se adquirió un perfil gravimétrico sobre la cuenca con un espaciamiento de estaciones de aproximadamente 1 km. Se calcularon las anomalías de Bouguer siguiendo las típicas correcciones de Bouguer y aire libre (Hinze, 2003; Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006). Para la reducción de aire libre se consideró un gradiente normal de 0,3086 mGal/m. En tanto que para la reducción de Bouguer se asume una densidad de 2,67 g/cm³. Se corrigieron por curvatura terrestre (LaFehr 1991a, b) y por efectos topográficos (Nagy, 1966; Kane, 1962). Las anomalías resultantes fueron filtradas, separando las contribuciones regionales y las residuales mediante una continuación ascendente a 25 km (Jacobsen, 1987) con el fin de obtener una anomalía residual enfatizando estructuras hasta 6 km de profundidad.

Se realizó un modelo directo del perfil considerando las anomalías de Bouguer residuales ajustando la geometría de la cuenca con los datos sísmicos (Figs. 4.5a-c). Para esto se adquirieron muestras de rocas representativas de basamento y cuenca. Las densidades (δ) fueron obtenidas a partir de estudios en laboratorios del Instituto Geofísico Sismológico Volponi de 9 muestras de mano de los sedimentos de la cuenca con densidades promedio de 2400 kg/cm³. Además, se obtuvo una densidad promedio para el basamento de 2700 kg/cm³ en base a 10 muestras de mano. Luego, se compararon con los registros de densidad del pozo Ansilta (AN) ubicado en la cuenca de Calingasta, 100 km al sur de la cuenca de Iglesia. Las densidades obtenidas en el modelo gravimétrico fueron convertidas a velocidad (Vp) mediante la ecuación Vp= 2,73* δ -2740 la cual representa una regresión lineal de datos del pozo Ansilta (Fig. 4.5d; ver Christiansen et al., 2021).



Figura 4.5: Conversión tiempo-profundidad para la cuenca de Iglesia. a) Anomalías gravimétricas residuales. b) Perfil gravimétrico modelado. c) Perfil modelado en el tiempo, basado en las líneas y secuencias sísmicas interpretadas. d) Regresión lineal de las densidades vs las velocidades del registro del pozo Ansilta (AN) (modificado de Christiansen et al., 2021).

4.7. Resultados.

4.7.1. Interpretación de líneas sísmicas

Los datos sísmicos presentados revelan la existencia de dos fallas normales profundas con tendencia N-S (Fig. 4.6). Una falla normal principal con buzamiento hacia el oeste que controla un depocentro principal (Falla 1) y una falla normal menor cuyo buzamiento es hacia el este (Falla 4) ubicada al sureste de la cuenca (Fig. 4.6).



Figura 4.6: Perfiles sísmicos E-O que muestran fallas normales invertidas y parcialmente invertidas en la cuenca de Iglesia (Fig. 3.3 para la ubicación de las líneas sísmicas). Etiquetas de las fallas 1: Falla normal principal; 2 y 3: Falla inversa (Shortcut); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Falla inversa (Back-thrusts); FET: Falla El Tigre; 7 y 8: Falla inversa de Cordillera Frontal.

De sur a norte, la cuenca presenta diferentes grados de inversión tectónica. Al sur del área de estudio, en las líneas sísmicas 5328 y 5327, las fallas normales no presentan una inversión significativa y están asociadas con el desarrollo de fallas inversas menores que afectan su

pared yaciente (Fig. 4.6). Por lo tanto, se interpretan estas estructuras como debidas a inversión tectónica (*shortcut*) (Falla 2, 3 y Falla El Tigre (FET)). Por otro lado, en el borde oriental de las líneas sísmica 5327 se observa una falla que afecta la pared colgante la cual se asocia a una falla de *back-thrust* (Falla 6). En la pared colgante de las fallas normales, las secuencias S1, S2 y menos marcadas en S3 y S4, describen reflectores en abanicos y cambios de espesor hacia los planos de falla siguiendo la geometría característica de cuñas sinextensionales (Fig. 4.6). Asimismo, en este bloque se han interpretado una serie de fallas normales a menor escala.

En las líneas sísmicas 5326, 5325 y 40144 inmediatamente al norte, ambas fallas normales exhiben un mayor grado de inversión tectónica. En estas líneas sísmicas, la falla normal principal (Falla 1) se invirtió desarrollando una estructura anticlinal de arpón asociada con una o más fallas inversas en profundidad generando un sistema imbricado bypass afectando la pared colgante. Además, en esta área, la pared del yaciente está deformada por un sistema imbricado de shortcut (Fallas 2, 3 y FET). Además, asociado a la falla normal menor en el perfil sísmico 5326 presenta un anticlinal en arpón, la pared colgante en esta área se encuentra deformada por un sistema en back-thrust y en pop-up (Fallas 5 y 6). En las líneas sísmicas 5325 y 40144, el anticlinal arpón está truncado hacia el este por una discordancia angular que separa el S6 en la línea 5325 y el S9 en la línea 40144 de las secuencias deformadas más antiguas. Por lo tanto, la secuencia S1 presenta el control sinextencional más fuerte sobre su deposición que se atenúa progresivamente durante la deposición de secuencias S2 a S3 (Fig. 4.6). Se obtiene una imagen más cercana de la geometría sinextencional original de las secuencias S1 a S3 en estas líneas al restaurar a la horizontal el tope de la S3 en el depocentro de la cuenca principal (Fig. 4.7). Este efecto de horizontalizar un reflector indicaría una etapa

previa a la inversión tectónica, este análisis muestra reflectores que forman paquetes en forma de cuña S1-S3 con cambios de grosor y abanicos hacia los planos de falla.



Figura 4.7: Segmento de perfiles sísmicos aplanados en la parte superior de la secuencia S3 que muestra depocentros sinextensionales en forma de cuña. a) Línea sísmica 40144. b) Línea sísmica 5325. c) Línea sísmica 5326. (ver Fig. 4.6 para su ubicación).

Las líneas sísmicas 5324 y 5323 en el área más septentrional presentan el mayor grado de inversión tectónica. Además de las estructuras similares de arpón y *shortcut* descritas hacia el sur, existe un sistema de *back-thrust* hacia el oeste (fallas 9 y 10) relacionado con la inversión de la falla normal 1 del depocentro principal (Fig. 4.6). Por lo tanto, la estructura general de este sector de la cuenca presenta una geometría doble vergente. Nuestras interpretaciones coinciden con una estructura previamente inferida por otros autores para la FET (Siame et al.,

1996; 1997; Fazzito et al., 2009; Perucca y Martos, 2012) interpretada como una falla de deslizamiento dextral neotectónica arraigada en el basamento con una dirección de contracción hacia el este, que se interpreta como asociado con una estructura de *shortcut* (Fig. 4.6).

En la mayoría de las líneas sísmicas presentadas, las secuencias superiores (S5 a S11) muestran terminaciones en onlap hacia el este y el oeste que producen cuñas de secuencia en ambas direcciones hacia las áreas elevadas (Fig. 4.6). Esto último es particularmente evidente en las líneas sísmicas 5325 y 40144 y donde una marcada discordancia angular separa la S6 y S8, respectivamente, de las secuencias previamente deformadas. El origen sincontraccional de S5 a S11 se ve respaldado por el hecho de que en la mayoría de las líneas sísmicas los espesores máximos en estas secuencias se desplazan hacia el oeste con respecto al depocentro más profundo relacionado con la deposición de S1 a S4. Se interpreta esta configuración como una migración de depocentro causada por la reactivación tectónica inversa de las fallas normales previas que reduce el espacio de acomodación y, por lo tanto, obliga a la deposición sincontraccional migrar hacia el oeste (por ejemplo, Navarrete et al., 2015). Además, en los perfiles sísmicos son claras las geometrías de *onlap* progresivos de las secuencias superiores (S5-S11) en el margen occidental de la cuenca donde las secuencias neógenas están en contacto con el basamento paleozoico (Beer et al., 1990; Ruskin y Jordan, 2007). Las secciones sísmicas en su sector más occidental presentan una serie de fallas inversas con rumbo N-S y buzamiento hacia el oeste pertenecientes a Cordillera Frontal que deforman las secuencias sísmicas (S1 a S8).

71

4.7.2. Interpretación de datos de campo

El área de estudio se focalizó en dos zonas: la primera de ellas presenta abundantes afloramientos del basamento silúrico-devónico de la Formación La Punilla (Fig. 4.8). Evidencias de estratos de crecimiento contracionales han sido encontradas en las cercanías de Rodeo, en esta localidad los paquetes sedimentarios (Miembro Lomas del Campanario) de grano fino a medio muestran un cambio gradual en la inclinación las cuales empiezan en 48°E en la base terminando en 38°E en el techo. Estos estratos estarían asociados al flanco oriental de un anticlinal el cual posee un plano axial con un azimut de 355° (Fig. 4.8 y 4.9a). Sobre el techo del anticlinal se observa la presencia de una discordancia angular que pondría en contacto a los conglomerados del Miembro Las Flores, cuyos estratos presentan buzamiento de 22°E, por encima de la Miembro Lomas del Campanario (Fig. 4.9a).



Figura 4.8: Imagen de Google Earth del área de estudio en las cercanías de la ciudad de Rodeo que muestra el contacto del basamento devónico sobre las secuencias neógenas y la ubicación de las figuras claves.

Hacia el centro de esta zona de trabajo (Fig. 4.8) se encuentran depósitos neógenos en relación de *onlap* y una discordancia sobre los depósitos paleozoicos de la Formación La Punilla. La importancia de este contacto es que los sedimentos neógenos podrían estar vinculados a las secuencias basales observadas en las secciones sísmicas. Dichos depósitos podrían pertenecer a la Formación Cuesta del Viento (Alonso, 2011). La descripción estratigráfica del área muestra una transición de secuencias grano creciente de base a techo de areniscas masivas a gruesas, hasta conglomerados matriz sostén con clastos polimícticos

(Fig. 4.9b y 4.9c). Una muestra de arenisca tobácea cerca de la base (200 m del contacto con el basamento), y otra muestra de una toba retrabajada en el tope de este afloramiento, se colectó para dataciones en U-Pb de circones (sección 4.5; Figs. 4.9d-e).



Figura 4.9: a) Evidencias de estratos de crecimiento sincontraccionales. b) y c) Contacto de campo entre las secuencias del Plioceno indiferenciado y el basamento del Paleozoico, la inclinación de los estratos de 10° y 15°E indica una deformación reciente del basamento en el área de estudio. d) y e) vista de los afloramientos en los que se colectaron las muestras 20IGl01 y 20IGl02 respectivamente; ver ubicación de las muestras en el mapa de la figura 4.8.

La evidencia superficial de deposición sincontracccional se encuentra principalmente en el sector norte de la cuenca (Fig. 4.10). En esta área, se observaron estratos de crecimiento de

régimen compresivo en el flanco oriental del anticlinal Angualasto vergente hacia el este (Ré et al., 2003; Ruskin y Jordan, 2007). En esta área el basamento paleozoico presenta un contacto entre lutitas verdes oscuras laminares y lutitas masivas (Figs. 4.11a-c). En ambos flancos de este anticlinal se expone el relleno sedimentario neógeno que cubre el núcleo paleozoico (Figs. 4.10 y 4.11).



Figura 4.10: Imagen satelital de Google Earth en 2D del sector norte del área de estudio que muestra el anticlinal de Angualasto exponiendo secuencias del Neógeno sobre el basamento, la ubicación de las figuras clave y la línea sísmica 5322.



Figura 4.11: a) Contacto entre lutitas verdes oscuras laminares y lutitas masivas del basamento. b) Imagen de lutitas masivas. c) Imagen de lutitas laminares con inclinación d) Sedimentos neógenos en onlap sobre el basamento paleozoico.

Sobre el anticlinal de Angualasto, se observa un cambio gradual en los buzamientos de los estratos en el flanco oriental, siguiendo las típicas geometrías de abanico sincontraccional (por ejemplo, Horton et al., 2015) con estratos volcados en la parte inferior que buzan 70-80° hacia el oeste seguido de un cambio sistemático de inclinación hacia el tope desde 57° a 9° este (Fig.

4.12a-c). El análisis del área subsuperficial del anticlinal Angualasto en la línea sísmica 5322 (Ré et al., 2003) indica que esta estructura y los estratos sinorogénicos asociados se desarrollaron en relación con la propagación de una estructura de *shortcut* vergente hacia el este (Falla 2; Fig. 4.12d). El análisis de la línea sísmica 5322 también muestra que los estratos sinorogénicos corresponderían a secuencias más jóvenes (S12) que las observada en las secciones sísmicas anteriormente descriptas en el resto de la cuenca y están separadas por una fuerte discordancia angular pliocena, de las secuencias sinextensionales basales (S1-S3).



Figura 4.12: Contacto de campo entre la secuencia del Plioceno (S12) y el Pleistoceno. a) Vista panorámica del anticlinal de Angualasto. b) y c) Muestran variaciones de buzamiento en los estratos de crecimiento sincompresivos conservados en el limbo oriental. d) Interpretación de un segmento de la línea sísmica E-O 5322, que muestra estratos de crecimiento en el subsuelo y una discordancia en las secuencias extensionales. Ver la Fig. 4.10 para su ubicación.

4.7.3. Resultados de la geocronología de circones detríticos U-Pb

Los resultados de las muestras 20IGL01 y 20IGL02 indican una edad máxima de depositación en el Plioceno temprano a Pleistoceno (Fig. 4.13). Aunque los granos más jóvenes no se superponen al error, y no podemos calcular una edad máxima de depositación por métodos convencionales, estos datos sugieren que las muestras son probablemente ~3-4 Ma. Estos resultados son claramente no representativos de las secuencias basales (Ré et al., 2003; Ruskin y Jordan, 2007). Se considera que esto se debe a la discordancia angular sobre las líneas sísmicas 5323 y 5322 que apoya las secuencias modernas (S12) sobre las secuencias sinextensionales (S1-S3). La muestra 20IGL01 presenta cuatro modos de edad principales <20 Ma (n=79), 230-300 Ma (n=8), 340-380 Ma (n=6), 1200-1000 (n=10; Fig. 4.13a). La muestra 20IGL02 exhibe tres modos de edad ~ <10 Ma (n=13), 240 Ma (n=2), 1050-1080 (n=3; Fig. 4.13b). Se interpreta las fuentes primarias de estos componentes de edad como: (1) Edades del Neógeno tardío que representan el arco magmático andino (3-20 Ma; por ejemplo, Kay et al., 2005; Ramos et al., 2002; Fosdick et al., 2015). (2) Edades del Paleozoico tardío-Triásico derivadas de unidades graníticas de la Cordillera Frontal relacionadas con la provincia ígnea de Choiyoi (230-300 Ma; Suriano et al., 2017; Capaldi et al., 2017; Mackaman-Lofland et al., 2020). (3) Edades carboníferas relacionadas con el arco magmático de las Sierras Pampeanas (340-380 Ma; Reat y Fosdick, 2018; Mackaman-Lofland et al., 2020). (4) Proterozoico, incluidas las edades del basamento de Cuyania de edad neoproterozoica temprana (Grenviliano) y del cinturón magmático mesoproterozoico de las Sierras Pampeanas (1000-1200 Ma; Casquet et al., 2001; Vujovich et al., 2004; Mulcahy et al., 2011; Capaldi et al., 2017; Suriano et al., 2017; Reat y Fosdick, 2018).



Figura 4.13: a) y b) Diagramas de densidad de probabilidad e histogramas de las distribuciones de edades de los circones detríticos U-Pb de las muestras 20IGl01 y 20IGl02 respectivamente.

4.7.4. Modelo 3D

El modelo de basamento en la figura 4.14 muestra una geometría asimétrica del depocentro principal, controlada por una falla con rumbo N-S que involucra el basamento (falla normal 1). Un segundo depocentro menor ubicado en el área sureste de la cuenca fue reconocido en el sector este de las secciones sísmicas 5326 y 5327. El relleno sedimentario más grueso se encuentra en el sector sur de la cuenca, alcanzando aproximadamente 3.000 a 4.000 metros de profundidad. A partir de este mapa, se interpreta tentativamente un lineamiento de rumbo NNO-SSE en el sector central de la cuenca que parece haber controlado las diferencias en el espesor sedimentario y el desarrollo de fallas normales (línea discontinua en la Fig. 4.14). En este sentido, la falla extensional se desarrolló más al sur del lineamento inferido como lo demuestra la presencia de un depocentro extensional secundario en el área de la cuenca SE (Fig. 4.14). Además, esta estructura podría haber influido en el comportamiento de

deformación a escala de cuenca durante la contracción ya que se observa el mayor grado de inversión de cuenca en el área al norte del lineamiento (Figs. 4.6 y 4.14)



Figura 4.14: Modelo del basamento generado a partir de las líneas sísmicas interpretadas que muestran la geometría general de la cuenca de la Iglesia a) Mapa estructural del tope del basamento que muestra la interfaz entre el basamento y la cubierta sedimentaria, en negro las fallas interpretadas en este trabajo, en azul las líneas sísmicas utilizadas para el modelo. b) Vista en 3D del tope del basamento. 1: Falla normal principal; 2 y 3: Falla inversa (*Shortcut*); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Falla inversa (Back-thrusts); FET: Falla de El Tigre; 7 y 8: Falla inversa de la Cordillera Frontal. El intervalo de contorno es de 100 m.

CAPITULO 5

HETEROGENEIDADES EN EL BASAMENTO DE LA CUENCA DE IGLESIA EVIDENCIADAS POR DATOS GEOFÍSICOS, ENTRE LOS 30° Y 31° DE LATITUD SUR.

5.1. Introducción.

La prospección aeromagnética es una excelente herramienta para analizar geológicamente el área de estudio. Debido a que es económica, rápida y minimiza los efectos de las características culturales, las variaciones temporales y las fuentes geológicas cercanas a la superficie. Además, permite la adquisición del dato en zonas de difícil acceso geográfico, por lo que la hace indispensable en zonas montañosas. Tal es el caso del área estudiada en este trabajo, la cual debido a su extrema topografía y extensión sería complejo cubrir la región con datos terrestres. Favorablemente, en nuestra provincia existen vuelos aeromagnéticos que cubren totalmente el área de interés. Estos datos, han sido relevados por diferentes empresas contratadas por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR; Fig. 5.1).

Con motivo de hacer un análisis del comportamiento magnético de la región se confeccionará una única grilla o carta magnética mediante una técnica de sutura, que permite la unión de tres grillas aeromagnéticas cercanas. Considerando que estos vuelos fueron realizados con un objetivo diferente al de esta tesis, será necesario emplear técnicas de filtrado y realce para captar fuentes anómalas de diferente longitud de onda y poder analizarlas en un contexto regional y local.



Figura 5.1: Modelo de elevación digital regional del área de estudio. Con polígonos negros se muestran las diferentes grillas de datos aeromagnéticos, derivados del SEGEMAR. Con números romanos se identifican las grillas utilizadas I) Precordillera Norte; II) Precordillera Sur y III) Cordillera Frontal.

5.2. Datos aeromagnéticos.

Para cubrir la región de estudio fueron fusionadas tres grillas aeromagnéticas derivadas del banco de datos de SEGEMAR. Estas grillas fueron relevadas por diferentes empresas siguiendo parámetros de adquisición similares y prácticamente en épocas análogas, lo que constituye una ventaja a la hora de unir dichas grillas aeromagnéticas. Las grillas fusionadas corresponden a:

 I) Bloque Precordillera norte: Fue relevada en los años 1995 y 1996 con una altura nominal de vuelo de 140 metros, líneas de vuelo principales en dirección N-S espaciadas cada 1000 metros y líneas de control en dirección E-O cada 7500 metros.

II) Bloque Precordillera sur: Adquirida en los años 1998 y 1999, líneas de vuelos principales N-S espaciadas cada 1000 metros, líneas de control en dirección E-O con una distancia de 7500 metros y una altura nominal de 120 metros.

III) Bloque Cordillera Frontal: adquirida en el año 1998 se orientaron líneas de vuelo principales N-S con espaciamiento de 1000 metros, líneas de vuelo de control fueron E-O con una separación de 7500 metros y una altura nominal de 120 metros.

5.3. Procesamiento de datos aeromagnéticos

El campo magnético terrestre es la suma de varios componentes magnéticos, que varían espacial y temporalmente. El campo principal generado por las corrientes electromagnéticas en el núcleo externo de la Tierra representa aproximadamente el 98% del campo geomagnético. El procesamiento de los datos magnéticos involucra la eliminación de las variaciones temporales (producida por el Sol en su interacción con el campo magnético terrestre) y espaciales (generadas por las corrientes del núcleo externo) en las mediciones del campo magnético.

5.3.1. Cálculo de la anomalía magnética

El termino anomalía es usado cuando las dos componentes (espacial y temporal) son removidas (Hinze et al., 2013). Como resultado del desplazamiento del campo principal del eje de rotación de la Tierra, la deriva hacia el oeste y la variación secular, el campo geomagnético no es axialmente simétrico ni estático. Para remover estas variaciones se usa el modelo del IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*, por sus siglas en ingles) el cual es actualizado cada 5 años. Por otro lado, las variaciones temporales con periodos de 1 segundo a 1 día (Love et al., 2008) conocidas como variaciones diurnas, pueden ser sustraídas mediante la registración continua de una base magnética local.

Debido a que los vuelos fueron realizados en un periodo de tiempo comprendido entre los años 1995-1999 la variación del campo magnético IGRF, en ese periodo fue de 164 nT. Por este motivo fue necesario calcular las anomalías magnéticas en cada bloque por separado previamente a realizar la unión de las correspondientes grillas aeromagnéticas. De esta manera, el cálculo de la anomalía magnética para cada bloque se realizó descontando la grilla de la intensidad del campo magnético total a la grilla del IGRF calculado para la fecha de adquisición del dato aeromagnético.

5.3.1.1. Unión de grillas aeromagnéticas

Las tres grillas de anomalías fueron fusionadas mediante una herramienta provista por el programa de computación Oasis Montaje de Geosoft. Este programa posee una sub-rutina denominada *Knit multiple grid* que es una herramienta para soldar varias grillas a la vez. Posee dos métodos para unir grillas de datos *Blending* y *Suture* (Geosoft, 2013). En este trabajo utilizamos el método de sutura (suture). Este método define automáticamente una línea de sutura para estimar diferencias entre los valores de ambas grillas y luego aplica una corrección punto a punto utilizando múltiples frecuencias.

El método de sutura utiliza un enfoque de múltiples frecuencias para extender las correcciones sobre las dos grillas en proporciones a la longitud de onda del desfasaje

encontrado a lo largo de la línea de sutura. Esto garantiza que la transición de una grilla a otra permanezca suave, sea cual sea la amplitud y la longitud de onda. Utiliza un coeficiente de ponderación que varía desde 0 a 1 y determina cómo se distribuyen las correcciones entre las grillas (Fig. 5.2). Se utiliza una función coseno para pesar las grillas. Por ejemplo, para el valor de grilla (punto) más cercano a la parte inferior de la figura 5.2, la función de ponderación usaría 0,25 de la grilla 1 y 0,75 de la grilla 2. De manera similar, un valor de 1 significaría que todas las correcciones se aplican a la grilla 1. Un valor de 0 indica que todas las correcciones se aplican a la grilla 2, y un valor de 0,5 (punto en el centro de la Fig. 5.2) significa que las correcciones se comparten por igual entre ambas cuadrículas.



Figura 5.2: Grafico de ponderación de la sutura para dos grillas según Johnson et al. (1999).

Para garantizar que el proceso de sutura sea suave entre ambas grillas, el método utiliza la FFT. La misma transforma una curva en una familia de curvas sinusoidales, cada una con una frecuencia y amplitud. De esta forma el método selecciona los valores de la grilla a lo largo de la línea de sutura y luego calcula la diferencia entre ambos valores. La curva de diferencia se divide utilizando una FFT en muchas curvas, cada una de las cuales representa una única frecuencia. Luego se crea una grilla para cada una de estas curvas. La grilla se extiende a ambos lados de la línea de sutura proporcionalmente a la frecuencia de la curva. Esta corrección proporcional significa que las características de longitud de onda corta en una grilla reciben una corrección de longitud de onda corta y las características de longitud de onda larga reciben una corrección de longitud de onda larga. Las superficies de corrección para cada frecuencia se suman para crear una única grilla de corrección general. El resultado de la unión entre grillas se puede ver en la figura 5.3.



Figura 5.3: Mapa de anomalía aeromagnética del área de estudio, el polígono de color blanco simboliza el contorno de Precordillera y límite de Cordillera Frontal.

5.3.2. Reducción al Polo (RP).

La operación de reducción al polo (RP) centra las anomalías magnéticas sobre sus características causales, como las anomalías de gravedad, lo que hace que la interpretación

sea más fácil y confiable (Baranov, 1975). Sin embargo, esta transformación considera sólo la magnetización inducida ignorando la magnetización remanente. Esto último puede ocasionar problemas en la interpretación de las cartas de anomalías reducidas al polo en regiones con fuerte magnetización remanente. Además, el método de RP es inestable a latitudes bajas, resultando en la amplificación del ruido en los datos N-S (MacLeod et al., 1993; Li, 2007).

La transformación RP se realizó para cada levantamiento magnético por separado antes de fusionarse, utilizando inclinaciones magnéticas y declinaciones proporcionadas por el IGRF. Los rangos de inclinación magnética y declinación variaron aproximadamente $-0,25^{\circ}$ a $-0,53^{\circ}$ respectivamente en el lapso de tiempo comprendido entre 1995 y 1999. Luego estas grillas fueron unidas siguiendo la metodología explicada en la sección anterior (Fig. 5.4).



Figura 5.4: Mapa de reducción al polo regional. Con líneas blancas se muestran las fallas interpretadas por otros autores (Cardó et al., 2005; Allmendinger y Judge, 2014).

La transformación RP asume una dirección constante de magnetización paralela al campo magnético inducido. Esta suposición puede ser violada en algunos casos, lo que lleva a una mala interpretación del mapa de anomalías RP. Sin embargo, la presencia de la magnetización remanente se puede estimar comparando los mapas de la amplitud de señal analítica 3-D (ASA; Nabighian, 1972, 1974) del campo magnético y la derivada horizontal total (DHT) de la reducción al polo (Roest et al., 1992).

5.3.2.1. Amplitud de la señal analítica (ASA) y derivada horizontal total (DHT):

La derivada total horizontal (DHT) de la anomalía magnética en el dominio espacial viene dada por la ecuación (5.1). El mapa de la derivada horizontal total (DHT) tiene su máximo magnitud directamente sobre el borde superior del límite de fuentes magnéticas. Esta herramienta ha sido ampliamente utilizada en gravedad e interpretación magnética para marcar contactos geológicos como fallas (Fig. 5.5a).

$$DHT = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}$$
(5.1)

Donde DHT es la amplitud de la derivada horizontal total en el punto (x, y), además $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$, son las derivadas sobre los ejes x e y respectivamente.

La técnica de señal analítica está basada en la metodología desarrollada por Nabighian (1972, 1974), quien aplica por primera vez el concepto de señal analítica a datos de campo potencial en dos dimensiones para fuentes bidimensionales. Luego Roest et al. (1992) demostró que la señal analítica de anomalías de campo magnético o gradiente total magnético puede usarse efectivamente para mapear límites de cuerpos 3D. La Amplitud de la señal analítica (ASA) está dada por la ecuación (5.2):

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2}$$
(5.2)

Una ventaja del uso de la señal analítica es que su forma es independiente de la dirección (inclinación y declinación) de la magnetización del cuerpo fuente, como así también del buzamiento de la misma. La señal analítica (ASA) muestra sus máximos sobre los bordes de un cuerpo 2D incluso cuando la dirección de magnetización del cuerpo no es vertical (Fig. 5.5b). Por tal motivo, el ASA se aplica a la anomalía magnética, lo que permite compararla con la DHT la cual es aplicada a la reducción al polo. En este sentido, la presencia de una magnetización remanente afectaría la interpretación de la DHT conduciendo a resultados erróneos y a sectores donde los mapas de ASA y DHT no coincidan, debido a que la hipótesis de inducción perfecta adoptada durante la operación RTP ya no es válida, estos sectores podrían ser considerados como probables de mayor influencia de magnetización remanente (Noutchogwe et al., 2010).



Figura 5.5: a) Mapa de la derivada horizontal total de la reducción al polo (DHT). b) Mapa de la señal analítica (ASA) de la anomalía magnética.

5.4. Filtro y métodos de realce de anomalías.

Las anomalías magnéticas poseen los efectos combinados de fuentes profundas como de fuentes someras, es por ello que deben ser aisladas según nuestro interés. Para definir los dominios que se relacionan con las principales características tectónicas en el basamento fue utilizado un filtro pasa banda. Para aplicarlo, es necesario establecer dos parámetros importantes que son las longitudes de onda de corte mínima y máxima. Si se asume que las fuentes generadoras de la anomalía son volúmenes concentrados, entonces la relación entre la longitud de onda de la anomalía y la profundidad al centro de la fuente (zc) es $\lambda = 4$ *zc

(Hinze et al., 2013). Siguiendo estas ideas, se usaron longitudes de onda de corte mínima y máxima de 1,2 y 18 kilómetros respectivamente. Por lo tanto, las anomalías residuales en el área de la cuenca de Iglesia (Figs. 5.6 y 5.7) representan fuentes anómalas emplazadas en corteza superior con profundidades desde 300 hasta 4500 metros.



Figura 5.6: a) Mapa residual del campo magnético. b) Mapa de la señal analítica del campo magnético residual. En líneas y elipse blancas fallas y estructuras interpretados en este trabajo y por otros autores (Cardó et al., 2005). 1: Falla normal principal, 2 y 3: Fallas inversas (Short-cut); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Fallas inversas (Back-thrusts); 7 y 8: Fallas inversas de Cordillera Frontal (ver Capítulo 4).

5.4.1. Ángulo de tilt (TDR).

Con el objetivo de resaltar los bordes y la forma de las estructuras alojadas en la corteza superior que generan efectos anómalos en el campo magnético, se calculó el ángulo de Tilt a partir del mapa de las anomalías magnéticas reducidas al polo. Esta técnica de realce fue introducida como una nueva herramienta de interpretación para detectar contactos, por Miller y Singh (1994).

$$Tilt = \operatorname{arctg} \frac{\frac{\partial F}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y}\right)^2}}$$
(5.3)

Donde F es la anomalía magnética en x, y, z representan las direcciones horizontales y verticales.

 $\sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y}\right)^2}$ es el gradiente horizontal del campo magnético.

 $\frac{\partial F}{\partial z}$ = gradiente vertical de la anomalía magnética.

Salem et al. (2007) han demostrado que el ángulo de inclinación, que oscila entre ±90°, es cero directamente sobre el contacto, localizando así la posición del contacto (Fig. 5.7b). Además, el cálculo de este ángulo es independiente de la dirección de magnetización, ya que la amplitud de la señal depende solo de la intensidad de magnetización y del rumbo de las estructuras geológicas (Miller y Singh, 1994).





5.5. Perfiles 2D

Para contrastar las anomalías magnéticas, vinculadas a heterogeneidades en el basamento, con información derivada de la sísmica realizada en la cuenca de Iglesia se trazaron perfiles sobre la grilla magnética con dirección transversal a las estructuras de interés (Fig. 5.8). Los perfiles fueron estratégicamente elegidos de forma que coincidieran con las secciones sísmicas ya reprocesadas e interpretadas. En cada perfil, se obtuvo la ASA (Nabighian, 1972, 1974) y DV (Hinze et al., 2013) para enfatizar cambios laterales de susceptibilidad magnética e individualizar los bordes de fuentes magnéticamente anómalas. También en cada perfil se utilizó la señal magnética reducida al polo para relacionar anomalías magnéticas con las estructuras interpretadas con el método sísmico.



Figura 5.8: Perfiles magnéticos 2D sobre un mapa de elevación digital. La numeración (5323-5328) coincide con las líneas sísmicas reprocesadas e interpretadas.

5.5.1. Derivada vertical (DV)

Los métodos potenciales derivados han tenido una aplicación considerable en el realce de las anomalías magnéticas de caracter local, pero su resolución depende de la calidad de los datos. Cuando existen datos de mala calidad los errores son aumentados con un orden creciente de diferenciación. En este sentido, el método del gradiente vertical (primera derivada vertical) está menos sujeto a la generación de anomalías ficticias provocadas por errores en los datos (Hinze et al., 2013). La DV se emplea comúnmente para realzar las anomalías magnetométricas generadas por fuentes anómalas permitiendo su localización y estimar la profundidad de las mismas. Con este sentido fue aplicado a lo largo de cada perfil trazado sobre las secciones sísmicas (Figs. 5.10-5.16).

5.5.2. Estimación de Profundidades mediante el método de Euler

Con el objetivo de estimar la profundidad de fuentes anómalas emplazadas en corteza superior se aplicó el método de deconvolución de Euler 3D (Thompson, 1982, Reid et al., 1990, Blakely, 1995, Durrheim y Cooper, 1998) sobre los datos magnéticos residuales obtenidos en la etapa de filtrado. El método, obtiene las soluciones por inversión de la ecuación de homogeneidad de Euler (Ecuación 5.4; Reid et al., 1990).

$$x\frac{\partial F}{\partial x} + y\frac{\partial F}{\partial y} + z\frac{\partial F}{\partial z} = SIF$$
(5.4)

Donde F es el campo magnético y SI es el índice estructural el cual asume valores entre cero y tres.

Naturalmente las fuentes anómalas no se encuentran aisladas en corteza, por el contrario, estas son parte de un conjunto de fuentes que pueden tener diferentes geometrías y profundidades. Esto último dificulta la tarea del intérprete generando incertidumbre en los resultados. A favor del método, podemos mencionar que su aplicación requiere de una serie de parámetros que permiten discriminar a las fuentes anómalas por su geometría y profundidad. El índice estructural (SI; por su acrónimo en inglés) el cual representa la geometría de un cuerpo vinculado a estructuras geológicas (Reid y Thurston, 2014), es decir existe un valor de SI para una geometría dada (Tabla 1). Mientras que el tamaño y profundidad de las fuentes es acotado por una ventana de búsqueda que actúa como filtro y restringe la cantidad de soluciones a la ecuación de deconvolución de Euler. De todas formas, la utilización

de este método requiere el conocimiento geológico previo del área de estudio por parte del intérprete. De lo mencionado anteriormente se desprenden dos cuestiones que son relevantes a la hora de aplicar el método de deconvolución de Euler: 1) el conocimiento geológico previo del área de estudio y 2) información geofísica que permita determinar aproximadamente un valor de referencia sobre la profundidad de la fuente de interés. Basándonos en esto último, utilizamos la información arrojada por el método sísmico para parametrizar el método de Euler. En este sentido se obtuvieron las soluciones de Euler utilizando dos índices estructurales (Fig. 5.9). Se empleó el SI=1 para determinar contactos entre distintos dominios geológicos (fallas) y SI=3 con el fin de estimar la profundidad al centro de fuentes anómalas de forma esférica (pluton).

Modelo	Forma	Indice Estructural (SI)
Líneas de polos	Diques delgados	1
Líneas de dipolos	Cilindros horizontales	2
Puntos de polos	Cilindros verticales	2
Puntos de dipolos	Esferas	3

Tabla 1: Relación entre índice estructural para datos magnéticos y la forma de la fuente.

Una vez obtenidas las soluciones de Euler en el área de estudio utilizando ambos indices, fueron trazados dos perfiles transversales a las estructuras de interés (Fig. 5.9). Luego las soluciones fueron extrapoladas a lo largo de los perfiles 40144 y 5325, utilizando un radio de búsqueda de 1 km. Por último, las soluciones fueron ploteadas para determinar la profundidad de las fuentes anómalas a lo largo de ambos perfiles (Fig.5.9c).

5.5.2.1. Método de Euler 2D

Se aplicó el método de deconvolución de Euler en dos dimensiones (Thompson, 1982; Reid et al., 1990; Blakely, 1995; Durrheim y Cooper, 1998), sobre 7 perfiles que cruzan longitudinalmente a la cuenca de Iglesia (Figs. 5.10-5.16). De esta manera se pretende

cuantificar fuertes gradientes magnéticos en dirección horizontal y vertical que permitirán conocer los bordes y profundidad de la fuente anómala de interés. La deconvolución de Euler puede ser aplicada a la amplitud de la señal analítica de los datos magnéticos residuales obtenidos en la etapa de filtrado. El uso de la deconvolución de Euler en los gradientes del campo potencial mejora los resultados comparados con la aplicación del método en la anomalía del campo total (Huang et al., 1995; Cooper, 2004). Se pretende cuantificar fuertes gradientes magnéticos en dirección horizontal y vertical que permitirán conocer los bordes y profundidad de la fuente anómala de interés, para ello se utilizó el programa Eulep 2D con índice estructural SI=3.

5.6. Modelo de inversión magnética.

Se realizó una inversión de las anomalías magnéticas con el objetivo de establecer la profundidad, geometría y las características de un cuerpo ubicado al centro oeste de la cuenca (ver Figs. 5.6-5.7). La inversión litorestringida fue llevada a cabo con el software GeoModeller (Calcagno et al., 2008; Guillen et al., 2008). El mismo utiliza una técnica que fue diseñada para aquellos casos en los cuales la geología es conocida en lugares dispersos de la superficie. Este método se basa en la teoría de los campos potenciales, para interpolar y extrapolar información considerando contactos geológicos, orientación y orden en la columna estratigráfica para crear un modelo inicial 3D con el cual describir, a priori, la geometría de las unidades litológicas del área. Finalmente, los resultados son entregados en forma de estadísticas de probabilidad que sirven para ajustar el modelo inicial (Gibson et al., 2013).

El proceso de inversión se realizó en un área de la grilla magnética, que fue escogida considerando las anomalías magnéticas vinculadas a la fuente de interés. Estos valores anómalos fueron aislados de la grilla magnética regional mediante la operación de recorte. De
esta forma se eliminó el ruido no deseado de fuentes anómalas vecinas. (Fig. 5.17). La geometría del basamento fue fijada según los datos sísmicos. El basamento fue modelado en base a nueve perfiles E-O (P1-P9) y ocho perfiles transversales (Q1-Q8) los cuales fueron estratégicamente elegidos de tal manera que coincidan con los perfiles sísmicos (Fig. 5.17a). El modelado del basamento fue llevado a cabo fijando la profundidad del mismo a la profundidad interpretada para el basamento sísmico y variando la susceptibilidad magnética. Las susceptibilidades magnéticas iniciales de este modelo se obtuvieron de tablas internacionales, asignando dos valores similares de este parámetro al basamento de la cuenca.

Tipos de	Susceptibilidad
Rocas	Magnética x
	10* (5i)
Rocas ígneas	
Andesita	5-30.000
Basalto	10-10.000
Dacita	100-1.500
Riodacita	10-5.000
Riolita	0.5-3.800
Granito	0-5.000
Granodiorita	10-13.000
Monzonita	10-20.000
Tonalita	100-2.000
Roca	100-200.000
Ultramáfica	
lenimbrita	1-750
Pórfido	5-21.000
Rocas	
sedimentarias	
Arenisca	0-3.000
Pelita	0-2.000
Caliza	0-2.500
Toba	1-3.000
Banco roio	0-1.000
Manto	150-25.000
ferrifero	
Rocas	
metamórficas	
Anfibolita	30-200
Cuarcita	0-1.500
Esquisto	2-300
Filita	0-500
Metavolcanita	0-100

Tabla 2: Valores tabulados de susceptibilidades magnéticas de diferentes tipos de rocas tomado de Geuna (2001).

Se propuso una inversión con una distribución de susceptibilidades bi-modal gaussiana, lo cual permite asignar valores de susceptibilidad a un porcentaje de material de una unidad conocida (basamento) y valores de porcentaje a unidades desconocidas (heterogeneidades). Luego a partir de una inversión inicial del campo potencial se obtuvieron nuevos valores de susceptibilidades magnéticas. Estos nuevos parámetros fueron utilizados para realizar una nueva inversión, hasta que las anomalías calculadas y observadas ajustaron con un error promedio de 1,5 nT. Esto nos permitió modelar susceptibilidades locales dentro del basamento de la cuenca. El parámetro físico para los sedimentos de la cuenca fue determinado de Geuna (2001). Luego de obtener las susceptibilidades y geometría del basamento (nuevo modelo inicial) se realizó nuevamente la inversión conjunta con el fin de obtener la geometría y profundidades (referidas a la superficie) de las heterogeneidades interpretadas en el basamento (Figs. 5.17b-c).

5.7. Resultados

5.7.1. Resultados mapas aeromagnéticos.

El área de estudio comprendida entre los 30° y 31°S abarca las regiones geológicas de Cordillera Frontal y Precordillera, dos ámbitos geológicos distintos con respuestas magnéticas diferentes, los cuales están separados por un valle intermontano. El mapa de la figura 5.4 muestra anomalías de corta a media longitud de onda, estas anomalías hacen referencia a fuentes emplazadas en corteza superior e intermedia. De esta manera, las formaciones que afloran en la sección estudiada (Fig. 2.6; ver Capítulo 2) presentan valores de susceptibilidad magnética contrastantes, que reflejan las diferencias litológicas que existen entre estas unidades. Dado que los contactos en la zona son de carácter tectónico, se puede inferir que el diseño de las anomalías es el resultado de la configuración estructural del terreno, fundamentalmente relacionadas a fallas interpretadas en Precordillera y Cordillera Frontal, las cuales presentan una buena correlación con estructuras observadas en superficie y en subsuelo (Fig. 5.4; Cardó et al., 2005; Allmendinger y Judge, 2014). Hacia el sector SO del área de estudio (Figs. 5.6-5.7) se observan una serie de máximos relacionados a los afloramientos del plutón Tocota y a intrusivos miocenos que representan altos valores en las susceptibilidades magnéticas. Contrariamente, el granito biotítico de Conconta emplazado en el extremo NO de la carta (Sato et al., 2015) representa valores negativos en la anomalía magnética reducida al polo que indicaría remanecía de polaridad reversa. Asimismo, la fuerte similitud de los mapas de DHT y ASA en el área de estudio sugieren que las anomalías magnéticas presentan principalmente una magnetización inducida, existiendo una escasa presencia de magnetización remanente en el área de estudio o su dirección de magnetización está alineada con el campo geomagnético actual (Fig. 5.5). En todo caso, de manera indirecta esto estaría indicando que existe cierto grado de confianza en las interpretaciones que se realicen en los mapas de RP. Los mapas de la figura 5.7 dispuestos en un área local, muestran los efectos de anomalías magnéticas coherentes con los que producirían diferentes estructuras geológicas emplazadas en corteza superior. Estos representan principalmente fallas de rumbo N-S observadas en las secciones sísmicas y en estudios de campo mapeados por otros autores (Fallas 1-8, Ré et al., 2003; Cardó et al., 2005; entre otros). Además, existe valores cercanos a cero sobre la cuenca de Iglesia debido a la presencia de susceptibilidades magnéticas bajas del relleno sedimentario (Fig. 5.7a).

5.7.2. Resultados del método de Euler.

La deconvolución de Euler sobre los mapas de las figuras 5.9a y 5.9b muestran soluciones para el caso de un índice estructural SI=1 y SI=3. La elipse negra de figura 5.9a revela una serie de soluciones agrupadas que alcanzan profundidades entre 2 y 4 kilómetros. Estas soluciones se relacionarían con el contacto entre el techo del cuerpo intrusivo principal y el basamento sísmico. Además, la elipse marrón muestra soluciones entre 1 y 2 kilómetros los cuales estarían relacionadas con el contacto entre cuerpos intrusivos menores emplazados en un basamento más somero.



Figura 5.9: Soluciones de deconvolución de Euler. a) y b) Mapas de soluciones de Euler sobre un mapa estructural del basamento de la cuenca obtenido de la interpretación sísmica SI=1 y SI=3 respectivamente. Con líneas amarillas se muestran las ubicaciones de las secciones sísmicas c) Perfiles 2D de las soluciones de Euler. Puntos azules SI=1, puntos magenta SI=3. Línea verde reducción al Polo de la anomalía magnética residual. Línea roja basamento sísmico.

Por otro lado, el mapa de la figura 5.9b exhibe soluciones de Euler utilizando SI=3, con elipse negra se denotan soluciones anidadas con profundidades entre 3 y 5 kilómetros. Nótese que

las diferencias de profundidad con el caso anterior podrían indicar que las soluciones SI=3 estarían asociadas al centro del cuerpo anómalo. Esta diferencia se puede apreciar a lo largo de los perfiles 40144 y 5325 donde se contrasta las soluciones con los diferentes índices estructurales y el basamento sísmico (Fig. 5.9c).

5.7.3. Resultados de los perfiles 2D

Los perfiles E-O muestran las anomalías residuales: anomalía magnética (AM), ASA, RP, DV de la reducción al polo, perfiles estructurales obtenidos de las interpretaciones de secciones sísmicas (ver Capítulo 4) y además las soluciones de la deconvolución de Euler calculadas a partir de la señal analítica. Es notable la correlación entre los máximos magnéticos de dirección N-S y dos fallas normales invertidas observadas en las interpretaciones sísmicas (Figs. 5.10-5.16). Los perfiles muestran dos depocentros con profundidades de basamento entre 3 y 4 km. Por otro lado, se observa un máximo ubicado en el centro de la cuenca que, por su longitud de onda, estaría relacionado a fuentes más profundas con una susceptibilidad mayor en relación al basamento (Figs. 5.10-5.16).

El perfil 5323 sobre el borde norte de la cuenca, muestra en el sector más occidental un pico positivo (Fig. 5.10a). Este fuerte contraste en la anomalía podría deberse a cuerpos con mayor susceptibilidad magnética aflorantes en el área de estudio, este cuerpo se delimitaría a partir de las soluciones de Euler (elipsis negra; Fig. 5.10c). Las fallas que cortan el basamento observadas en la sección sísmica (1, 2, 3, 7, 8, 9, 10; Fig. 5.10b) muestran una mejor correlación con la reducción al polo y la derivada vertical. Asimismo, estas fallas se pueden mapear a partir de las soluciones de Euler. Por otro lado, el gradiente vertical y la deconvolución de Euler muestran fallas que afectan las secuencias sedimentarias.

103



Figura. 5.10: a) Perfil magnético de la anomalía residual magnética (AM, rojo), señal analítica (SA, azul), reducción al polo de la anomalía magnética residual (RP, magenta) y derivada vertical (DV, verde). b) Perfil estructural. c) Soluciones de Euler a partir de la señal analítica de la anomalía magnética. Rectángulos punteados coincidencia de estructuras entre los distintos métodos. 1: Falla normal principal; 2 y 3: Fallas inversas (Short-cut); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Fallas inversas (Back-thrusts); 7 y 8: Fallas inversas de Cordillera Frontal.



Figura 5.11: a) Perfil magnético de la anomalía residual magnética (AM, rojo), señal analítica (ASA, azul), reducción al polo de la anomalía magnética residual (RP, magenta) y derivada vertical (DV, verde). b) Perfil estructural. c) Soluciones de Euler a partir de la señal analítica de la anomalía magnética. Referencias como la Fig. 5.10.

El perfil magnético 5324 muestra contactos lito-magnéticos correspondientes a las fallas interpretadas en esta sección sísmica. El perfil presenta fuertes gradientes magnético en el sector este (Figs. 5.11a), los mismos estarían relacionados a los anticlinales y sinclinales generados por las fallas 1, 2 y 3 (Fig. 5.11b). Ademas, la DV y la ASA muestran hacia el oeste estructuras debidas a Cordillera Frontal. Sin embargo, las soluciones de Euler no pueden mapear todas estas fallas que afectan el basamento, no obstante, un conjunto de soluciones muestra una estructura hasta los 2 km de profundidad que representa susceptibilidades magnéticas contrastantes en el perfil (elipsis negra; Fig. 5.11c).

El perfil 40144 muestra un gradiente magnético en el sector este (DV; Fig. 5.12a), vinculado a susceptibilidades magnéticas positivas, que se interpreta como asociada a la falla normal principal (falla 1, Fig. 5.12b). Además, la señal magnética RP, AM y la ASA exhiben un máximo de longitud de onda amplia que representaría un cuerpo intrusivo emplazado en profundidad. La deconvolución de Euler sugiere que dicho cuerpo alcanzaría profundidades de hasta 5 km (elipsis magenta; Fig. 5.12c). Por otro lado, una serie de soluciones de Euler en el centro del perfil muestran una estructura con susceptibilidades magnéticas mayores al entorno cuasi vertical que alcanza los 2 km de profundidad (elipsis azul; Fig. 5.12c).



Figura 5.12: a) Perfil magnético de la anomalía residual magnética (AM, rojo), señal analítica (SA, azul), reducción al polo de la anomalía magnética residual (RP, magenta) y derivada vertical (DV, verde). b) Perfil estructural. c) Soluciones de Euler a partir de la señal analítica de la anomalía magnética. Referencias como la Fig. 5.10.



Figura 5.13: a) Perfil magnético de la anomalía residual magnética (AM, rojo), señal analítica (SA, azul), reducción al polo de la anomalía magnética residual (RP, magenta) y derivada vertical (DV, verde). b) Perfil estructural. c) Soluciones de Euler a partir de la señal analítica de la anomalía magnética. Referencias como la Fig. 5.10.



Figura 5.14: a) Perfil magnético de la anomalía residual magnética (AM, rojo), señal analítica (SA, azul), reducción al polo de la anomalía magnética residual (RP, magenta) y derivada vertical (DV, verde). b) Perfil estructural. c) Soluciones de Euler a partir de la señal analítica de la anomalía magnética. Referencias como la Fig. 5.10.

El perfil 5325 indica por su cercanía al perfil anterior estructuras muy similares, destacándose el alto magnético en la RP y en la DV relacionadas con el cuerpo anterior (Fig. 5.13a). Hacia el este sobre este perfil se observa un pico positivo en las señales magnéticas que se asocia a un bloque elevado producto de las fallas inversas (2 y 3). Además, las soluciones Euler muestran un conjunto de soluciones que estarían relacionadas a la estructura en el centro del perfil 40144 (elipsis azul; Figs. 5.12c-5.13c)

El perfil 5326 exhibe una mayor complejidad en la estructura en el sector este de la cuenca, generando una serie de máximos positivos en las diferentes señales magnéticas (Fig.5.14a). Estos gradientes están vinculados a fallas normales invertidas interpretadas en la sísmica (fallas 1 y 4, Fig. 5.14b). En este sentido, la deconvolucion de Euler muestra una buena coincidencia con estas fallas y con el alto magnético en el oeste del perfil asociado a dos anticlinales debido a fallas en Cordillera Frontal. Además, estas soluciones de Euler muestran la extensión de la estructura observada en los perfiles anteriores en el centro de la cuenca (elipsis azul; Fig. 5.14c).

El perfil 5327 muestra dos gradientes que se relacionan a las fallas normales invertidas y a la falla El Tigre (1, 4, ETF; Figs. 5.15a-b). Notoriamente las soluciones de Euler pueden mapear las principales fallas del perfil, además encontramos soluciones hasta 3 km que hacen referencia a la estructura con rumbo N-S observada en los perfiles previos (elipsis azul; Fig. 5.15c).



Figura 5.15: a) Perfil magnético de la anomalía residual magnética (AM, rojo), señal analítica (SA, azul), reducción al polo de la anomalía magnética residual (RP, magenta) y derivada vertical (DV, verde). b) Perfil estructural. c) Soluciones de Euler a partir de la señal analítica de la anomalía magnética. Referencias como la Fig. 5.10.



Figura 5.16: a) Perfil magnético de la anomalía residual magnética (AM, rojo), señal analítica (SA, azul), reducción al polo de la anomalía magnética residual (RP, magenta) y derivada vertical (DV, verde). b) Perfil estructural. c) Soluciones de Euler a partir de la señal analítica de la anomalía magnética. Referencias como la Fig. 5.10.

El perfil magnético 5328 muestra dos altos magnéticos, el primero de ellos estaría asociado al anticlinal formado por la falla 2 y el contacto de la falla normal invertida (1; Figs. 5.16a-b). El segundo gradiente se relaciona a una estructura de altas susceptibilidades magnéticas evidenciada por el conjunto de soluciones de Euler con profundidades de hasta 2 km (Fig. 5.16c).



Figura 5.17: a) Mapa en planta indicando los perfiles utilizados en el modelado del cuerpo intrusivo. Con líneas negras punteadas localización de los cuerpos intrusivos. b). Perfiles estructurales obtenidos a partir de las líneas sísmicas 40144 y 5325. c) Modelo de inversión del cuerpo intrusivo.

5.7.4. Resultados inversión magnética

El modelo de inversión muestra la probabilidad de la presencia de al menos cuatro heterogeneidades en el basamento de la cuenca de Iglesia. Como se observa en la figura 5.17c, la probabilidad de la existencia de estos cuerpos es elevada tal como sugieren los colores cálidos que indican máximo grado de confianza. El modelo muestra que el cuerpo principal estaría ubicado entre 2 y 6 kilómetros de profundidad, segmentado por una falla en sentido meridional. Además, los cuerpos menores están emplazados a profundidades de entre 1 y 3 kilómetros. Debido al fuerte contraste magnético positivo de aproximadamente 40 nT en la RTP y en la anomalía magnética, como también la proximidad existente a los afloramientos pertenecientes al batolito de Colangüil, nosotros interpretamos estas heterogeneidades como cuerpos intrusivos con magnetita como mineral accesorio.

CAPITULO 6

DESENTRAÑANDO UN BLOQUE DE BASAMENTO EN LA CUENCA DE ANTEPAIS FRAGMENTADA DE BERMEJO

6.1. Introducción.

La compleja historia geológica que esconde la cuenca de Bermejo en su basamento, ha sido estudiada por diferentes autores que aportaron valiosa información sísmica, gravimétrica y geológica (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata, 1998; Gimenez et al., 2000; Jordan et al., 2001; Cardozo y Jordan, 2001; Lince Klinger et al., 2008; Pérez et al., 2012, Constantini et al., 2015). Sin embargo, estos autores se han enfocado en el extremo norte de la cuenca extrapolando sus características hacia el sur. Lo anterior ha generado que las particularidades del basamento en el sur de la cuenca de Bermejo todavía sigan ocultas. La propuesta en este estudio es construir un modelo geofísico-geológico tridimensional del basamento de la cuenca, combinando información geofísica (sísmica y gravimetría) y geológica reportada por otros autores. Este modelo ayudará a conocer con mayor detalle el frente de deformación del orogéno andino en el Mioceno-Plioceno ubicado para ese tiempo al pie de Precordillera Oriental.



Figura 6.1: Modelo de elevación digital regional del área de estudio. Con líneas blancas secciones sísmicas re procesadas (ver Capítulo 3). Puntos negros base de datos de gravedad. Puntos morados pozos exploratorios.

6.2. Datos.

En la década de los 80's la empresa Geosource realiza un relevamiento sísmico con fines petroleros en la región centro-norte de la cuenca de Bermejo. Generando 6000 km de perfiles 2D post-stack distribuidos en dirección N-S y E-O. Esta información fue utilizada y reprocesada por varios autores con fines académicos (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata, 1998; Jordan et al., 2001). En este estudio se interpretaron secciones sísmicas claves adquiridas con vibros y fuente explosiva. Además, tres registros de pozo (Bermejo x-1, Pozuelos es-1(bis) y Lagos x-2) cedida por la institución gubernamental EPSE (Energía Provincial Sociedad del Estado). El pozo Bermejo x-1, localizado en el norte de la cuenca fue realizado en la década del 70 alcanzando una profundidad de 5255 m, este pozo no posee registro sónico. En consecuencia, se utilizaron los registros del pozo Lagos x-2 ubicado en la Sierra de Mogna, con una profundidad de 847 m, con el objetivo de calcluar un pseudo-sónico (Faust, 1953). Por otro lado, el pozo Pozuelos es-1 (bis) (Fig. 6.1) fue adquirido en 1974 por la empresa Petcom con una profundidad de 5100 m, este pozo si posee un registro sónico.

Se emplearon 1556 datos gravimétricos para la cuenca de Bermejo y zonas adyacentes, dicha base de datos pertenece al Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), Universidad Nacional de San Juan. Esta base de datos fue utilizada y nivelada por diversos autores (Giménez, 1997; Giménez et al., 2000; Lince Klinger et al., 2008). Los datos de gravedad fueron vinculados al sistema de referencia IGSN71 (International Gravity Standarization Network 1971) relacionando la gravedad observada con la estación gravimétrica de Miguelete, Buenos Aires (97960.03 mGal).

6.3. Procesamiento de datos gravimétricos.

El cálculo de la anomalía de Bouguer se realizó usando las clásicas ecuaciones de Hinze (2003), asumiendo una densidad de 2,67 g/cm³. La corrección topográfica se realizó con dos modelos de elevación digital (DEM) https://lta.cr.usgs.gov/SRTM a) DEM local con un paso de grilla de 30 m; b) DEM regional, se expandió 167 km hacia fuera del DEM local, con un paso de grilla de 250 m. Los valores de anomalía fueron regularizados empleando el método de Mínima Curvatura (Briggs, 1974) y una distancia de grillado de 3 km de separación (Fig. 6.2).



Figura 6.2: Mapa de anomalías de Bouguer, con líneas negras las principales morfoestructurales en el área de estudio.

6.3.1. Filtrado de anomalías.

El mapa de anomalía de Bouguer (Fig. 6.2) contiene los efectos producidos por todos los cuerpos geológicos emplazados en subsuelo, cada uno de ellos aporta al campo gravimétrico observado manifestándose dicho campo en forma de complejas anomalías superpuestas (Hinze et al., 2013). Con el objetivo de relacionar las anomalías gravimétricas con las estructuras de carácter cortical, fue necesario descontar del mapa de anomalía de Bouguer el efecto gravimétrico producido por las estructuras regionales. Existe una amplia variedad de métodos analíticos y gráficos que permiten separar y mejorar los efectos gravimétricos de mayor interés (por ejemplo, Blakely, 1995). En este caso se optó por el método de continuación ascendente de anomalías (Jacobsen, 1987; Blakely, 1995), ampliamente utilizado en los campos potenciales. Suponiendo que las anomalías residuales son causadas solo por

fuentes superficiales y no están correlacionadas, este método consiste en calcular el campo potencial a una altura determinada (Jacobsen 1987; Pacino y Introcaso 1987; Blakely, 1995; Gimenez et al., 2011). Esta transformación suaviza las cortas longitudes de onda, acentuando las anomalías más profundas.



Figura 6.3: Determinación de la óptima altura de la continuación ascendente para la región de estudio por el método de Zeng et al., (2007). a) Correlación cruzada entre las sucesivas continuaciones ascendentes en función de la altura de continuaciones. b) Optima altura correspondiente a la máxima desviación de C. c) Mapa regional de Bouguer. El cuadro blanco punteado representa el área de estudio.

La altura óptima de la continuación ascendente se obtuvo por el método de Zeng et al., (2007). Esta técnica consiste en el cálculo de la correlación cruzada entre dos continuaciones ascendentes sucesivas (ver Garcia, 2018). Este método fue aplicado a la anomalía de Bouger de la figura 6.2, usando valores mínimos y máximos de alturas a prolongar, 15 y 105 km respectivamente, con incrementos de alturas de 5 km entre prolongaciones sucesivas (Fig. 6.3a). La curva de la desviación contra la altura para la anomalía de Bouguer muestra un máximo en 35 km siendo esta la óptima altura de la prolongación (Fig. 6.3b). De esta manera, la continuación ascendente a 35 km comprende los efectos gravimétricos de carácter regional (Fig. 6.3c).



Figura 6.4: a) Anomalía residual de Bouguer a 35 km, las líneas punteadas negras muestran la ubicación de los ocho perfiles que se modelaron. Línea blanca muestra la ubicación de un perfil estructural balanceado tomado de Constantini et al. (2015). b) Espectro radial de potencia en la cuenca de Bermejo. Las flechas indican la profundidad media a las fuentes anómalas relacionadas a la pendiente de cada segmento.

Por otro lado, la anomalía residual de Bouguer (Fig. 6.4a) se obtuvo como la diferencia entre el mapa de Bouguer y la carta regional. La figura 6.4b muestra el espectro de potencia (Hinze, 2003) de la anomalía residual, las pendientes de la gráfica están relacionadas a la profundidad de las fuentes (Spector y Grant, 1970), las mismas representan estructuras emplazadas a profundidades de entre 16-7,5 km, las anomalías asociadas a las profundidades de 5 km se consideran ruido según Spector y Grant (1970).

6.3.2. Filtrado de anomalías (ángulo de Tilt).

Es una técnica introducida por Miller y Singh (1994), como una herramienta de interpretación para detectar contactos. Las ventajas que proporciona aplicar esta metodología son dos. La primera es que el método enfatiza los cambios producidos por variaciones laterales de densidad. En este se destacan ciertas características de la fuente anómala facilitando la interpretación. En segundo lugar, aplicada sobre una grilla arroja resultados más precisos que las derivadas convencionales. Verduzco et al. (2004) y Cooper y Cowan (2006) demostraron que esta magnitud pasa por cero cuando está por encima del borde o contacto de la fuente. Se aplicó el ángulo de Tilt al mapa de anomalía residual de Bouguer con el objetivo de enfatizar estructuras y fallas dentro de la cuenca de Bermejo (Fig. 6.5).



Figura 6.5: Mapa del ángulo de Tilt transparentado con un modelo de elevación digital. Las líneas punteadas blancas representan las principales estructuras en la zona de interés. LPPN: Lineamiento de Pie de Palo Norte. FVF: Falla de Valle Fértil. APPN: Anticlinal de Pie de Palo Norte.

6.4. Procesamiento de pozos.

Con el propósito de realizar un modelo de en tres dimensiones de la cuenca de Bermejo, se utilizaron los datos de los pozos Pozuelos es-1(bis) y Bermejo x-1 (Fig. 6.6). Este último no posee registros sónico y densidad, necesarios para construir el modelo gravimétrico. Por tal motivo se llevaron a cabo transformaciones a los datos de pozos que permitan obtener las densidades del modelo.



Figura 6.6: a) y b) Registros de los pozos Bermejo x-1 y Pozuelos es-1 (bis). SP: Potencial espontaneo. SPC: Potencial espontaneo compensado. Sn: Resistividad normal corta. ILD: Resistividad profunda. Vp: Velocidad de onda P.

En la bibliografía existen numerosas fórmulas para obtener velocidades en los registros de pozos (Faust, 1953; Hacikoylu et al., 2006; Han et al., 2011; Lee y Yoon, 2015). En este trabajo se utilizó la ecuación de Faust (1953) (ecuación 6.1) debido a su simpleza, la cual transforma un registro resistivo a uno de velocidad.

$$V[m/s] = \gamma(ZRt)1/6$$
 (6.1)

El término γ es una constante que equivale a 886, Z es la profundidad en m, Rt es la resistividad de la formación que se obtiene desde el registro del pozo.

La calibración del método para el cálculo del pseudo-sónico del pozo Bermejo x-1 fue realizada con el pozo Lagos x-2 ubicado en la Sierra de Mogna. Si bien el pozo Pozuelos es-1 (bis) tiene sónico y se encuentra inmediatamente al sur del pozo de interés. Más importante, es el hecho que el Lagos x-2 ostenta un informe de registración. Esto permitió determinar un pseudosónico en el pozo Lagos x-2 en función del tipo de roca. Luego, fue contrastado con el registro original obteniendo el error cometido en la transformación (Fig. 6.7).



Figura 6.7: Calibración de velocidad para el pozo Lagos x-2, en función de la del tipo de roca. a) Arcillitas con areniscas. b) Limolitas con areniscas. c) Arcillitas con limolitas. d) Areniscas. e) Arcillitas. f) Conglomerados con arcillitas. Vp calculada: Velocidad calculada con Faust (1953). Vp medida: Velocidad obtenida del registro de pozo.

Las densidades de las formaciones sedimentarias que colmatan la cuenca fueron obtenidas mediante el uso de la fórmula de Gardner et al. (1974), de esta manera la ecuación 6.2 permitió determinar un registro de pseudo-densidad.

$$\delta[g/cm^3] = aV^b \tag{6.2}$$

Siendo a=0.31; b=0.25; y V= pseudo-velocidades (m/s) del pozo Bermejo x-1.

6.5. Descripción de las estructuras del subsuelo

Con el fin de analizar la geología de subsuelo en el área de estudio (Fig. 6.8), se interpretaron líneas sísmicas 2-D en la zona de la cuenca de Bermejo (Figs. 6.9-6.11). Estas líneas sísmicas fueron re-procesadas (ver Capítulo 3) con el fin de interpretar nuevas estructuras, las cuales debido a la pobre calidad de los datos no habían podido ser dilucidadas en trabajos previos. Con la excepción de la figura 6.11a que muestra una línea sísmica publicada (9051) previamente por Zapata y Allmendinger (1996) y Zapata (1998) el resto de la información sísmica será analizada y discutida por primera vez. Los contactos de las formaciones (Fig. 6.8; Fm. Mogna, Fm. Río Jáchal, Fm. Quebrada del Cura, Fm. Huachipampa, Fm. Quebrada del Jarrillal y Fm. Río Salado) en estas líneas sísmicas, fueron extrapolados en profundidad a partir de información de superficie. Además, las Formaciones Mogna, Río Jáchal, Quebrada del Cura y Huachipampa se correlacionaron a datos de pozo y extrapoladas siguiendo su carácter sísmico.

		Precordillera Oriental y cuenca de Bermejo
Cuatemario	Pleistoceno	
Plioceno Mioceno	Plioceno	Formación El Corral
		Formación Mogna
		Formación Río Jáchal
	Mioceno	Formación Quebrada de Cura
		Formación Huachipampa
	Formación Quebrada del Jarillal Formación Rio Salado	
Paleógeno	Oligoceno	Formación Vallecito

Figura 6.8: Cuadro geológico de la cuenca de Bermejo.



Figura 6.9: Línea sísmica 2D 580, que muestra variaciones de espesor relacionadas a un levantamiento de una estructura hacia el sur de la cuenca. Ver ubicación Fig. 6.1.



Figura 6.10: Línea sísmica 2D 9049, nótese diferentes estadios de deformación. Ver ubicación Fig. 6.1.



Figura 6.11: Lineas sísmicas E-O en el sector norte de la cuenca de Bermejo. a) y b) Líneas sísmicas 9051 y 9052 respectivamente. FVF: Falla de Valle Fértil.

6.6. Modelado

Con el objetivo de cuantificar la relación que existe entre la señal gravimétrica y las estructuras vinculadas a corteza superior se realizó un modelo 3D, y de este modo se pretendió valuar las irregularidades del basamento en la cuenca de Bermejo. Este se basó en el modelado de 8 perfiles E-O interpolados por el método de kriging (ver Fig. 6.4 para su ubicación). La densidad promedio de los sedimentos de la cuenca, fue obtenida efectuando regresiones matemáticas por tramos promediadas en forma ponderada de los pozos Bermejo x-1 y Pozuelos es-1. De esta manera se determinó la densidad promedio del relleno sedimentario cenozoico de 2,40 g/cm³. Las densidades de las capas mas profundas fueron obtenidas a partir de velocidades interválicas resultantes del procesamiento sísmico. Las mismas son 2,57; 2,61; 2,69 y 2,7 g/cm³ y representan las densidades de los sedimentos cretácicos, del Paleozoico superior, Paleozoico inferior y el basamento de la cuenca respectivamente (Zapata 1998; Gimenez et al., 2000, 2011; Lince Klinger et al., 2008; Perucca y Ruiz 2014).

Además, se emplearon densidades en la Sierra de Valle Fértil y zonas aledañas las cuales fueron 2,6; 2,67; 2,77; 3,0 g/cm³ y una densidad para complejos ofiolíticos de 2,85 g/cm³ (Fig. 6.12). Estas densidades se transformaron en función de las velocidades obtenidas de trabajos publicados por diferentes autores (Gimenez et al., 2000; 2011; Alvarado et al., 2007; Ammirati et al., 2015; Ortiz et al., 2015; Ahumada et al., 2017; Ammirati et al., 2018). La figura 6.12 muestra unos de los perfiles modelados el cual fue ajustado con un perfil estructural obtenido de Constantini et al. (2015).





6.7. Resultados

6.7.1. Interpretación de líneas sísmicas

Las interpretaciones de las líneas sísmicas muestran una historia geológica de deformación en la cuenca de Bermejo previamente desconocida. Un bloque de basamento se habría levantado rompiendo el antepaís y deformando los estratos sinorogénicos en el Mioceno medio. La línea sísmica 580 muestra la estructura de basamento en el sector sur (Fig. 6.9). Los cambios de ángulos y espesores de las Formaciones Huachipampa y Quebrada de Cura indican un primer estadio de deformación entre los 7 y 10 Ma. Asimismo, los estratos de crecimiento de las Formaciones Río Jáchal y Mogna se relacionan al levantamiento de piel fina de Precordillera y una posterior reactivación de piel gruesa de la misma, con edades de 6 y 2,6 Ma respectivamente (Fig. 6.8).

El perfil sísmico N-S 9049 muestran una fuerte discordancia entre los sedimentos cenozoicos y paleozoicos (Fig. 6.10). Asimismo, se percibe el límite entre el Paleozoico inferior y el basamento Proterozoico entre los 6 y 7 segundos de tiempo doble. En el sector norte de esta línea sísmica se observan cabalgamientos de piel fina los cuales buzan hacia el sur, formando un sistema dúplex. El bloque colgante está compuesto de pares de pliegues anticlinales y sinclinales geométricamente relacionados a estructuras rampa-plano-rampa (Fig. 6.8). Estos cabalgamientos deforman rocas pérmicas del grupo Paganzo (Zapata 1998; Limarino y Spalletti 2006). Inmediatamente hacia el norte de dicho perfil se encuentran fallas inversas que cortan el basamento y un cabalgamiento de piel gruesa buzante hacia el norte. Además, el relleno sedimentario ostenta un anticlinal de baja longitud de onda, dicho anticlinal se habría formado posterior a los estratos pliocenos marcando un tercer estadio de deformación, tal como lo muestran los estratos de pre-crecimiento en este pliegue. La falla relacionada con este anticlinal se debería a una reactivación del sistema dúplex pérmico. Por otro lado, hacia el sur de la sección 9049, el relleno sedimentario exhibe depósitos los cuales presentan cambios de ángulos y espesores. Estos estratos sin-contraccionales se relacionan al levantamiento de un bloque de basamento profundo coincidente con lo observado en la línea sísmica 580.

Las líneas sísmicas E-O 9051 y 9052 (Fig. 6.11) muestra a las formaciones Mogna, Río Jáchal, Quebrada del Cura Huachipampa, Quebrada del Jarrillal y Río Salado deformadas en el centro de dichas secciones, asociadas al anticlinal de Bermejo (Zapata, 1998). Además, se destacan las discordancias cenozoica y paleozoica inferior mencionadas anteriormente. Por otro lado, en la línea 9051 hacia el sector este y 9052 al oeste son notorios los estratos de crecimiento asociados a la segunda etapa del levantamiento de Valle Fértil y Precordillera respectivamente. En la figura 6.11a se observan estructuras pérmicas con buzamiento hacia el este, las mismas de destacan en la figura 6.11b presentando onlaps y crecimiento sincompresional.

6.7.2. Resultados gravimétricos

La anomalía de Bouguer (Fig. 6.2) y la residual de Bouguer (Fig. 6.4a) muestran buena correlación entre las estructuras NNE-SSO de la faja plegada y corrida de Precordillera y la Sierra de Pie de Palo. En estos mapas dentro de la cuenca de Bermejo, se evidencia una marcada diferencia entre su extremo norte y sur mostrando una deflexión de las isoanomalías. Dicha cuenca es delimitada en su borde oriental por la falla de Valle Fértil (FVF) expresada en el mapa residual de Bouguer y en el ángulo de tilt (Figs. 6.4a y 6.5) como un fuerte gradiente gravimétrico. Por otro lado, es de particular interés el contraste gravimétrico al sur de la Sierra de Mogna, la cual posee anomalías entre 37,9 y 48 mGal, debido a que estaría asociado a un bloque de basamento (Fig. 6.4). El mismo se interpreta como el extremo sur del bloque observado en la línea sísmica 580 (Fig. 6.9).



Figura 6.13: a) Modelado visto en planta. b) Modelo en 3D por inversión en negro bloques interpretados en este trabajo. FVF: Falla de Valle Fértil, APPN: Anticlinal de Pie de Palo Norte. Con líneas blancas se representan las principales fallas y estructuras del área de estudio interpretadas en esta tesis y por otros autores (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata, 1998).

El ángulo de tilt y el modelo 3D (Figs. 6.5 y 6.13) muestran una estructura de características basamentales en el sector oeste de la cuenca de Bermejo con rumbo NNO-SSE. El modelo gravimétrico del basamento de la figura 6.13 exhibe en el norte del área de estudio una geometría de acuñamiento hacia la sierra de Valle Fértil, característica del antepaís fragmentado. En esta zona se observa un deposito sedimentario que alcanza profundidades de hasta 12 km. Contrariamente, el centro-sur de esta cuenca se caracteriza por poseer un

depocentro más acotado que en el norte, con profundidades de 8 km. Lo anterior se atribuye a las estructuras observadas en el basamento, las cuales controlaron la comarca (Fig. 6.13). Además, el bloque de basamento al este de la Sierra de Mogna ostenta profundidades de ~5 km, mientras que hacia el oeste de la cuenca se muestra una estructura que se interpreta como el anticlinal de Pie de Palo Norte (APPN), con rumbo NNO y profundidad de 4 km. En el centro de la cuenca de Bermejo se localiza un bloque de basamento de menor longitud de onda, el cual posee una profundidad de ~6 km y rumbo NNE-SSO (Fig. 6.13).

CAPITULO 7

DISCUSIONES

7.1. Discusiones cuenca de Iglesia

Estudios anteriores han interpretado la estratigrafía de la cuenca de la Iglesia como un registro de la transición de la sedimentación de un depocentro en cuña externa a un depocentro de cuña interna (Suriano et al., 2015). En contraste, los resultados en esta tesis indican que las secuencias más antiguas S1 a S3 representan geometrías sintectónicas directamente relacionadas con fallas normales (Figs. 7.1 y 7.2). Además, estas estructuras extensionales condicionaron la posterior estructura de la cuenca contractiva. Esto es apoyado por el reconocimiento de las estructuras de inversión tectónica en el subsuelo (Figs. 7.1 y 7.3). Lo anterior dio como resultado una estructura general de doble vergencia en el área más septentrional, que anteriormente se interpretaba como relacionada con la tectónica de deslizamiento de rumbo (Álvarez-Marrón et al., 2006). Cabe destacar que no hay evidencia de campo en el área de estudio del desplazamiento de rumbo a gran escala en el Oligoceno-Mioceno que explicaría el desarrollo de la estructura una flor positiva interpretada por Álvarez-Marrón et al. (2006). La interpretación de un origen extensional para el depocentro principal y secundario de la cuenca de la Iglesia (Figs. 7.1 y 7.2) desbloquean potencialmente un abanico de explicaciones para características que antes no se comprendían. Tales como, proporcionar respuestas a la dificultad de correlacionar las secuencias del norte del área de estudio con las secuencias del sur, y el escarpado relieve inicial en el basamento paleozoico (Cardozo y Jordan, 2001).



Figura 7.1: Perfiles sísmicos E-O que muestran fallas normales invertidas y parcialmente invertidas en la cuenca de Iglesia (Fig. 4.1 para la ubicación de las líneas sísmicas). Etiquetas de las fallas 1: Falla normal principal; 2 y 3: Falla inversa (Shortcut); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Falla inversa (Back-thrusts); ETF: Falla de El Tigre; 7 y 8: Falla inversa de Cordillera Frontal.


Figura 7.2: Modelo del basamento generado a partir de las líneas sísmicas interpretadas que muestra la geometría general de la cuenca de la Iglesia a) Mapa estructural del tope del basamento que muestra la interfaz entre el basamento y la cubierta sedimentaria, en negro las fallas interpretadas en este trabajo, en azul las líneas sísmicas utilizadas para el modelo. b) Vista en 3D del tope del sótano. 1: Falla normal principal; 2 y 3: Falla inversa (Shortcut); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Falla inversa (Backthrusts); ETF: Falla de El Tigre; 7 y 8: Falla inversa de la Cordillera Frontal. El intervalo de contorno es de 100 m.

Estos resultados también podrían explicar el gran hundimiento de la cuenca y, por lo tanto, cómo se creó suficiente espacio de acomodación donde se depositaron ~ 3800 a 4000 m de secuencias estratigráficas (Fig. 7.3). Según estimaciones mínimas de acortamiento, la cuenca de la Iglesia habría sido transportada a unos 70 km al este desde hace ~ 20 Ma (Jordan et al.,

1993; Zapata y Allmendinger, 1996). La elevación acumulada estaría entre ~ 500 m a ~ 1400 m con una tasa de elevación tectónica entre 0.003-0.007 cm/año. Además, las tasas de acumulación de sedimentos para los estratos del mioceno-plioceno en la cuenca de la Iglesia serían bajas (0.1 cm / año) (Ruskin, 2006). Por lo tanto, el modelo de elevación solo para la cuenca de Iglesia no puede explicar el perfil de hundimiento de la cuenca a través del tiempo (Ruskin, 2006). Ruskin y Jordan (2007) sugirieron el tectonismo y el clima como las principales variables que influyeron en la sedimentación y el desarrollo de las secuencias de la cuenca de Iglesia. Se sugiere que la actividad extensional durante la etapa de apertura de la cuenca sería un elemento clave en el historial de subsidencia, ya que las fallas normales de ángulo alto pueden estar asociadas con tasas de subsidencia más altas.

El acortamiento en estas latitudes en el sur de los Andes centrales se concibe como un proceso continuo que comenzó en los tiempos del Paleógeno, un registro del cual se conserva en la antigua cuenca paleocena-oligocena (Lossada et al 2017; Fosdick et al., 2017; Reat y Fosdick, 2018). Sin embargo, estudios previos han documentado un evento extensional entre ~ 27 y 20 Ma en la Cordillera Frontal (cuenca de Doña Ana) (Charrier et al., 2005; Winocur et al., 2015). Esto está respaldado por la documentación de campo de depósitos sinextensionales y datos geoquímicos que indican la presencia de una corteza adelgazada (Litvak y Poma, 2010; Winocur et al., 2015; Jones et al., 2016; Rodríguez et al., 2018). El evento extensional al oeste del área de estudio se correlaciona con una pausa en el acortamiento andino a lo largo del rumbo registrado en el Eoceno tardío con el desarrollo de las cuencas extensionales Loncopue, Cura-Mallin y Abanico (Burns et al., 2006; Charrier et al., 2002; Folguera et al., 2010; Rojas Vera et al., 2010, 2014; Horton 2018). También se ha documentado el desarrollo de fallas normales más jóvenes entre 15 y 10 Ma en la Cordillera Frontal en la zona de Veladero (29,3

°S), asociadas a la ubicación de los depósitos minerales (Charchaflié et al., 2007). Esta extensión regional estaría relacionada con una disminución en el acoplamiento mecánico entre las placas en las zonas de subducción (Horton et al., 2018). Además, la última extensión del Oligoceno-Mioceno temprano ha sido explicada a través de modelos numéricos por Fennell et al. (2018). En este modelo, la extensión de la placa superior está vinculada a la fuerza de tracción de la placa de Nazca que, al subducirse, produciría una aceleración transitoria en la velocidad de retroceso de la placa. Posteriormente, la actividad extensional terminó cuando la punta de la losa se acercó a una barrera de alta viscosidad en el manto inferior superior. Hasta la fecha, se desconocía el registro y el impacto de esta etapa extensional en la evolución en la antigua cuenca de antepaís (Fig. 7.3).



Figura 7.3: Segmento de perfiles sísmicos horizontalizados al tope de la secuencia S3 que muestra depocentros sinextensionales en forma de cuña. a) Línea sísmica 40144. b) Línea sísmica 5325. c) Línea sísmica 5326. (Fig. 7.1 para las ubicaciones).

La documentación de las estructuras extensionales de la cuenca de Iglesia en este estudio constituye la primera evidencia concreta de un cambio transitorio en la mecánica de la cuenca, desde la flexión litosférica en el Paleógeno hasta la extensión en el Neógeno temprano. Es de destacar que el comienzo de esta etapa extensional es consistente con el primer registro de magmatismo de tras arco en la parte sur del valle de Iglesia con edades comprendidas entre 22 y 20 Ma y con la presencia de una delgada corteza inferida de datos geoquímicos principalmente en el Cerro Negro del área de Iglesia (La / Yb <20; Ramos et al. 1989; Poma et al., 2017). Esta actividad de tras arco magmático fue favorecida por el desarrollo de fallas extensionales. Las edades obtenidas por Leverato (1976) y Ruskin (2006) para el centro volcánico Cerro Negro limitarían la actividad extensional aproximadamente 12-19 Ma. Esto último explicaría las características estratigráficas y sedimentológicas similares de la secuencia S1 con las formaciones dentro del grupo Doña Ana (Re et al., 2003; Alonso et al., 2011; Winocur et al., 2015; Poma et al., 2017).

Los resultados de la geocronología de circón detrítico nos permitieron identificar una nueva secuencia sedimentaria (S12; línea 5323 en la Fig. 7.1 y línea 5322 en la Fig. 7.4). Aunque no tenemos una edad absoluta de esta secuencia, las poblaciones de circones detríticos indican una edad máxima de depositación de 4-3 Ma. El hecho de que las muestras se obtuvieron de estratos deformados que inclinan 15 ° E sobre el basamento paleozoico (Fig. 7.5) y que estas secuencias S12 están plegadas y truncadas por una falla inversa hacia el oeste en el área de la cuenca sub-superficial (línea 5323, Fig. 7.4), muestra la deformación reciente en el relleno de la cuenca. Asimismo, los estratos de crecimiento de la secuencia S12 observados en el anticlinal de Angualasto (Fig. 7.6) muestran una deformación en el Plioceno.

138



Figura 7.4: Interpretación de un segmento de la línea sísmica E-W 5322, que muestra estratos de crecimiento en el subsuelo y una discordancia en las secuencias extensionales.



Figura 7.5: a) y b) Contacto de campo entre las secuencias del Plioceno indiferenciado y el basamento del Paleozoico, la inclinación de los estratos de 10° y 15°E indica una deformación reciente en el área de estudio.



Figura 7.6: Contacto de campo entre la secuencia S12 pliocena y el Pleistoceno. a) Vista panorámica del anticlinal de Angualasto. b) y c) Muestran variaciones de buzamiento en los estratos de crecimiento sincontraccionales conservados en el limbo oriental.

Nótese que la ubicación y la polaridad de falla del depocentro extensional principal coinciden notablemente con una anisotropía del basamento paleozoico con rumbo N-S, relacionada con la sutura del terreno de Chilenia (Fig. 7.7; Ramos et al. 1986; Ramos y Basei 1997; Ramos 2009). El segmento sur de esta estructura de escala litosférica se reactivó extensionalmente durante el Triásico temprano generando la cuenca de Cuyo (Ramos y Kay, 1991). Del mismo modo, se sugiere que esta anisotropía litosférica puede haber jugado un papel clave en el control de la ubicación y la geometría de la cuenca durante la compresión E-O asociada con la extensión regional cenozoica los Andes Centrales del sur. en Según las interpretaciones de las líneas sísmicas, la actividad extensional en la cuenca de la Iglesia alcanzó su punto máximo durante el depósito de la secuencia S1 (20-12 Ma) y disminuyó progresivamente durante la depositación de las secuencias S2 a S4 (12-7 Ma). Teniendo en cuenta los controles radiométricos de edad disponibles actualmente en las secuencias S2 a S4, la disminución de la actividad extensional se habría superpuesto

parcialmente con el inicio del acortamiento en Precordillera, que comenzó entre 14 y 9 Ma (Fosdick et al., 2015; Suriano et al., 2017). Esto indica que la actividad extensional vinculada a la extensión regional en los Andes no cambió instantáneamente con la contracción como en otras áreas desprovistas de deformación extensional previa. En un contexto más amplio, esta etapa de transición de la extensión a la contracción coincide con el inicio de la horizontalización de la losa y el aumento del espesor de la corteza (Fig. 7.7; Jones et al., 2016; Poma et al., 2017). En este sentido, la fase principal de acortamiento en la cuenca de Iglesia y la deposición de secuencias sincontraccionales (S5-S11) coinciden con la etapa de contracción máxima en la Cordillera Frontal, la Precordillera y la elevación tectónica de los Sierras Pampeanas de intraplaca entre 8 y 4 Ma (Jordan y Allmendinger, 1986; Fosdick et al., 2015). Se interpreta a esta etapa como el resultado del acoplamiento máximo de placas directamente asociado con el desarrollo de la subducción de la losa plana (Fig. 7.8; Ramos et al., 2002; Fosdick et al., 2015).



Figura 7.7: Modelo propuesto de la evolución tectónica de los Andes Centrales del Sur desde el Oligoceno al Plioceno, incluyendo la iniciación e inversión de la cuenca de la Iglesia. Las abreviaturas son CP: Cordillera Principal, CF: Cordillera Frontal, PC: Precordillera, SP: Sierras Pampeanas, CI: Cuenca de Iglesias, CDA: Cuenca de Doña Ana.

Este análisis está limitado por los escasos datos geocronológicos o errores en las edades de las secuencias basales S1-S2, que pueden afectar la interpretación del momento inicial de la extensión de la cuenca. Sin embargo, considerando la evolución regional de los Andes Centrales del sur, se propone que el inicio de la extensión en la cuenca de Iglesia probablemente tuvo lugar en el Oligoceno tardío (?) hasta el Mioceno temprano. Esto se ve respaldado por la presencia de actividad magmática de ~22-20 Ma de tras arco (centro volcánico Cerro Negro) con firmas geoquímicas de una corteza adelgazada y la actividad extensional inmediatamente al oeste (Ramos et al., 1989; Winocur et al., 2015; Poma et al., 2017). Por otro lado, inmediatamente al sur del área de estudio, (por ejemplo, la cuenca de Manantiales) varios autores han propuesto una etapa de contracción durante el Mioceno temprano (Ramos et al., 1996; Pérez y Ramos, 1996; Jordan et al., 1996; Cristalini y Ramos, 2000; Pérez, 2001; Jara y Charrier 2014; Mackaman-Lofland et al., 2020). Por lo tanto, se necesitan restricciones geocronológicas adicionales para comprender mejor esta etapa particular del área de estudio. Sin embargo, vale la pena resaltar que los resultados muestran por primera vez, cualquiera que sea la edad del relleno basal, que la estratigrafía más antigua conserva una etapa extensional previamente no reconocida en la cuenca de Iglesia. Esto tiene implicaciones importantes para la evolución de la antigua cuenca de antepaís de Bermejo, que es el archivo más significativo del crecimiento de los Andes Centrales del sur en estas latitudes. El hallazgo de una etapa extensional durante el Oligoceno (?)-Mioceno temprano desafía la idea de un sistema de antepaís ininterrumpido desde el Eoceno (Fosdick et al., 2017; Reat y Fosdick, 2018). Desde una perspectiva geodinámica, esto indica que la extensión del Oligoceno al Mioceno temprano no fue un proceso local limitado a la región del arco (por ejemplo, Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2005; Winocur et al., 2015) como lo sugiere Fosdick et al. (2017). Alternativamente, la extensión intra arco (cuenca de Doña Ana) a tras arco (cuenca de Iglesia) indica que en las latitudes estudiadas el margen de la placa se colocó completamente bajo un régimen extensional de oeste a este (Fig. 7.7). Esta observación, respalda estudios recientes que afirman que la construcción de montañas andinas fue un proceso discontinuo que experimentó interrupciones extensivas transitorias (Horton y Fuentes, 2016; Horton et al., 2016; Horton 2018; Muñoz et al., 2018; Fennell et al., 2019 y referencias en ellos). Esto último es muy importante ya que una comprensión más profunda de la evolución andina, proporciona la estimación de las relaciones entre los procesos tectónicos, la evolución topográfica y los cambios pasados en el clima. (por ejemplo, Garzione et al., 2006; PoulsEn et al., 2010; Hoorn et al., 2010). Finalmente, la existencia de esta etapa

143

particular de la cuenca debería considerarse en futuros modelos cinemáticos y evolutivos que pretenden explicar a estas latitudes los Andes Centrales del sur.

7.1.1. Discusiones de anomalías magnéticas.

Las interpretaciones a partir de datos magnéticos correlacionados con la información sísmica permitieron determinar heterogeneidades en el basamento de la cuenca de Iglesia previamente desconocidas, entre las que se destacan dos rasgos principales. Por un lado, los mapas de anomalías magnéticas exhiben en el centro de la cuenca valores de anomalías magnéticas negativas con dirección N-S (Fig. 7.8), lo cual podría interpretarse como resultados de los bajos valores de susceptibilidades magnéticas entre 168 y 1999 x 10⁻⁵ SI tal como lo detalla Geuna (2001) para los sedimentos que colmatan la cuenca de Iglesia. Tal rango de susceptibilidades magnéticas de minerales paramagnéticos con un contenido subordinado de minerales ferromagnéticos (ej. Clark, 1997; Pinotti et al., 2020).



Figura 7.8: Mapa de la reducción al Polo para el área de estudio. Con líneas blancas se muestran las fallas interpretadas por otros autores (Cardó et al., 2005, Allmendinger y Judge, 2014).

Por otro lado, se destaca un valor máximo anómalo de forma circular en el centro oeste de la cuenca de Iglesia observado en este estudio (Fig. 7.8). Por su localización y geometría que resulta de particular interés, debido a que esta heterogeneidad no fue dilucidada en los perfiles sísmicos, se realizó un modelo de inversión magnético ajustado con datos sísmicos (Fig. 7.9). Se asignó inicialmente valores de susceptibilidades magnéticas al basamento, extraídas de tablas internacionales teniendo en cuenta su litología (Clark 1999; Hinze et al. 2013). La inversión bi-modal del modelo inicial ajustado por datos sísmicos arrojó un rango de

valores para el basamento, de entre de 2,25 y 7,5 x 10⁻³ SI que corresponderían con un contenido de 0,5 a 1 % en volumen de magnetita en las rocas sedimentarias metamorfizadas de la formación Agua Negra (Clark 1999; Dentith y Mudge 2014). Por otro lado, el cuerpo de interés arrojó valores de susceptibilidades magnéticas en un rango de 30 x 10⁻³ y 44 x 10⁻³ SI, lo que representaría un contenido de 2 % en volumen de magnetita como mineral accesorio (Dentith y Mudge 2014). Sobre la base de su ubicación geográfica, geometría e historia geológica de la región, presentamos en este estudio dos alternativas a la heterogeneidad observada en el basamento:

a) En relación a los numerosos cuerpos volcánicos neógenos en el área de estudio (Leveratto 1976, Llambías y Sato 1990, Jones et al. 2016, Poma et al. 2017) esta heterogeneidad respondería a un cuerpo intrusivo de edad oligocena-miocena temprana. El mismo habría evolucionado durante la etapa extensional en una cuenca de trasarco (ver Capítulo 4), de la misma manera que ha sido observado en la geoquímica del cerro Negro (Winocur et al. 2015, Poma et al. 2017). Sin embargo, las secuencias de las líneas sísmicas (Figs. 7.1 y 7.10) no presentan deformación debidas a la intrusión de este cuerpo, por lo tanto, el mismo se habría intruido previo a la depositación de las secuencias iniciales.



Figura 7.9: Modelo de inversión del cuerpo intrusivo.

Una alternativa es que las heterogeneidades estén relacionadas con el magmatismo b) gondwánico, debido a la cercanía de los afloramientos del plutón Tocota (Permo-Triásico), hacia el oeste de la cuenca (Fig. 7.8; LLambías y Sato 1995, Rodríguez Fernández et al. 1996. Linares y Llambías 1974, Sato y Kawashita 1988). De esta manera, sería parte del Batolito de Colangüil que se extiende en sentido N-S al oeste de la cuenca. El mismo, se habría intruido durante el periodo extensional post ciclo Orogénico Gondwánico (Llambías y Sato 1990, 1995). Lo que representaría el primer antecedente de la existencia del Batolito de Colangüil en el basamento de la cuenca. La relación entre el Batolito y el cuerpo intrusivo en la cuenca se evidencia en los perfiles magnéticos de la RP que atraviesan los diferentes afloramientos de este batolito y el cuerpo intrusivo de interés (Fig. 7.11). Las anomalías magnéticas expuestas en los perfiles que cruzan el cuerpo poseen longitudes y formas de onda similares a los observados en los perfiles realizados sobre el plutón Tocota. Ambas señales presentan valores anómalos similares que se encuentran en el rango de 80-150 nT (Perfiles 1-5; Fig. 7.11), mientras que las anomalías magnéticas sobre el granito Conconta exhiben valores negativos de hasta -40 nT (Perfil 6;

Fig. 7.11). Este contraste se justificaría por la presencia de magnetización predominantemente reversa de este granito durante el Supercrón Kiaman (~267 y 315 Ma; Gradstein et al., 2020). Esto implicaría que dicho granito tendría una edad más antigua a lo propuesto por Shaw et al. (1990) con edades de ~257-249 Ma. Contrariamente, el plutón Tocota no exhibe magnetización reversa, lo que indicaría una edad de emplazamiento posterior a los 267 Ma (Pérmico superior), siendo más joven que lo mencionado por Sato y Kawashita (1988) de 283 Ma (Pérmico inferior). Sin embargo, en este trabajo no se hicieron mediciones sobre el factor de Koenigsberger (Q) por lo tanto, esto genera incertidumbres si el Plutón Tocato se emplazó post-Kiaman o si la ausencia de anomalía magnética negativa se debe a una remanencia reversa pero que no domina sobre la inducción (Q <<1).



Figura 7.10: Perfiles estructurales obtenidos a partir de las líneas sísmicas 40144 y 5325.

Sin embargo, debido a la presencia hacia el este de la cuenca de complejos ofiolíticos, no se descarta que la heterogeneidad observada en el basamento de la cuenca se deba a dichos cuerpos (Boedo et al. 2013, Li et al. 2017, Di Chiara et al. 2020). Ello sería consistente con la

historia acrecional acaecida en la región (Mpodozis y Ramos 1985, 1989, Ramos 1989), como también con los afloramientos ofiolíticos expuestos en la Sierra Negra (Furque 1983, Cardó et al. 2005). No obstante, la geometría circular descripta por el modelo de inversión no sería característica de estas litologías. Por otra parte, los cuerpos volcánicos neógenos en el área de estudio como el cerro Negro (Fig. 7.8), no presentarían un contraste de tal magnitud en la carta magnética como el interpretado para el cuerpo intrusivo. Por esta razón, nosotros interpretamos la anomalía observada como originada por un cuerpo intrusivo perteneciente al plutón Tocota emplazado en el subsuelo de la cuenca de Iglesia durante el Pérmico superior.



Figure 7.11: Perfiles magnéticos de la reducción al Polo (verde) y perfiles estructurales modificados de Cardó *et al.* (2005) y Malizia *et al.* (1999). Ver Capitulo 2 para referencias de la estratigrafía.

7.2. Discusiones cuenca de Bermejo

Los estudios previos se han orientado al sector norte de la cuenca de Bermejo extrapolando los resultados a toda el área (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata, 1998; Gimenez et al., 2000; Jordan et al., 2001; Lince Klinger et al., 2008). Sin embargo, los resultados de este trabajo muestran una gran diferencia entre el sector norte y sur de la cuenca (Fig. 7.12). Las variaciones en las profundidades en la parte sur de la figura 7.12, se corresponderían a un predominio de fallas que involucran basamento, las mismas habrían controlado la depositación y estructuración de la cuenca de Bermejo. Además, las interpretaciones en las secciones sísmicas muestran una temprana fragmentación del antepaís durante el Mioceno medio, en concordancia con lo propuesto por Ortiz et al. (2021) en la Sierra de Valle Fértil. Lo anterior estaría relacionado a una incipiente horizontalización de la losa pampeana (Capaldi et al., 2020).



Figura 7.12: Modelo en planta del tope del basamento Proterozoico. FVF: Falla de Valle Fértil, APPN: Anticlinal de Pie de Palo Norte. Con líneas blancas se representan las principales fallas y estructuras del área de estudio interpretadas en esta tesis y por otros autores (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata, 1998).

Varias de las líneas sísmicas en la cuenca de Bermejo han sido interpretadas por diferentes autores, existiendo interpretaciones dispares entre los mismos. Autores como Zapata (1996) y Zapata (1998) han adjudicado a la Precordillera Oriental como de piel gruesa, en base a estratos de crecimiento de la formación Mogna observados en el anticlinal de Bermejo (secciones sísmicas 9050, 9051 y 9052). Por otro lado, Constantini et al. (2015) proponen una deformación de piel fina caracterizada por un techo pasivo estructurado y un despegue de 12 km para Precordillera. Además, interpretaron un despegue profundo en el basamento precámbrico con vergencia Occidental, proponiendo el inicio del acortamiento en el Pleistoceno. Estos autores se basan en la interpretación de la línea sísmica 580, donde los estratos post-discordancia poseen edades superiores a los 2.6 Ma. Sin embargo, las interpretaciones de esta tesis muestran un estilo de deformación contrastante a lo propuesto por estos autores. Aunque, el acortamiento en la faja plegada y corrida dificulta la interpretación de las formaciones en profundidad tal como lo menciona Constantini et al. (2015), extrapolar estas formaciones siguiendo los contactos en superficie permite un mejor entendimiento de la evolución del antepaís. En este sentido, el relleno de la cuenca de Bermejo sería Neógeno y no Pleistoceno como lo proponen los autores citados.



Figura 7.13: Perfil topográfico (verde) y gravimétrico (rojo) de la anomalía residual de Bouger sobre la línea sísmica 580.

Contrariamente a lo planteado por Zapata (1996), quien postula deformación de basamento a los 2.6 Ma, en este trabajo se propone una primera etapa de deformación de piel gruesa en el Mioceno medio (~ 7 y 10 Ma). Esto estaría evidenciado por las Formaciones Huachipampa y Quebrada del Cura que muestran, en la línea sísmica 580, cambios de ángulos y espesores (Fig. 7.13). Esto último se atribuye al levantamiento del basamento el cual se relacionaría al Alto de Mogna (Zambrano y Subires, 2005). Este bloque sería el extremo norte de un bloque de basamento asociado al fuerte contraste gravimétrico hacia el sur de la Sierra de Mogna, tal como lo muestra el perfil gravimétrico AA' de la anomalía residual de Bouguer de la figura 7.13.



Figura 7.14: Líneas sísmicas E-O en el sector norte de la cuenca de Bermejo. a) y b) Líneas sísmicas 9051 y 9052 respectivamente. FVF: Falla de Valle Fértil.

Por otro lado, las líneas E-O 9051 y 9052 no muestran crecimiento asociado al primer estadio de deformación en el Mioceno medio. Estos habrían sido erosionados, o poco conservados debido al alto ángulo de la falla de Valle Fértil para este tiempo. Lo último, respaldaría el levantamiento de Sierras Pampeanas en el Mioceno medio (Ortiz et al., 2021) y haría plausible

la fragmentación del antepaís en el sur de Bermejo. Además, las interpretaciones de la línea 9052 y 580 muestran estratos de crecimientos sobre la formación Mogna, las fallas asociadas a estos crecimientos involucrarían basamento en la deformación (Fig. 7.14). Esto correspondería con un segundo estadio de deformación de piel gruesa, el cual coincidiría con lo observado por Zapata (1996).





Es notable los cabalgamientos y estratos de crecimientos entre los 4 y 6 segundos de tiempo doble observados en las líneas 9049, 9051 y 9052 (Figs. 7.14 y 7.15). Las capas sedimentarias asociadas a esta deformación no han podido ser correlacionadas debido a la falta de afloramientos en Precordillera Oriental. Zapata (1998) adjudicó estos estratos como parte de la cuenca de Paganzo (Fernandez Seveso et al., 1993). Además, Fosdick et al. (2017) y Furque et al. (2003) han documentado Formaciones del Carbonífero-Pérmico en Precordillera Oriental y Sierra de Valle Fértil respectivamente. De esta manera las estructuras interpretadas en este trabajo podrían relacionarse al pérmico temprano y representarían un proceso compresivo para este tiempo. Probablemente dichas estructuras estarían relacionadas con la losa plana del Pérmico temprano propuesta por Ramos et al. (2009) para el bloque de San Rafael al sureste del área de estudio. Indicios de esta subducción plana fueron repartados por Bense et al. (2013) en las Sierras Pampeanas Occidentales a partir de datos termocronológicos. Además, diferentes autores han reportado un fuerte acortamiento en Cordillera Frontal y una fase deformacional compresiva en Sierras Pampeanas en el Pérmico tardío asociado a la fase orogénica San Rafael (Heredia et al., 2002; Davila et al., 2003). Esta fase de deformación ha sido observada en Precordillera por Rapalini y Astini (2005). Las interpretaciones de este trabajo revelarían la primera evidencia del evento compresivo pérmico en la cuenca de Bermejo. Esto indicaría que en el área de estudio habrían existido además de desplazamientos laterales, esfuerzos compresivos debido a la convergencia oblicua (Ramos y Folguera, 2009). Luego, estas estructuras fueron reactivadas en el Pleistoceno durante un tercer estadio de deformación Neógeno, generando un anticlinal hacia el norte de la línea 9049 (Fig. 7.15).

Por otro lado, el bloque de basamento ubicado al oeste de la Sierra de Mogna (Fig. 7.13) podría estar asociado al levantamiento de la Sierra de Valle Fértil siendo el bulbo periférico de este último (DeCelles y Giles, 1996). En este sentido, dicho bulbo sería la respuesta flexural a la carga orogénica generada por la Sierra de Valle Fértil. Tal hipótesis se apoyaría en el espesor elástico (Te) obtenido por Gimenez et al. (2011) para una placa fragmentada. El espesor elástico de la figura 7.16a expondría la flexión generada por la carga de los sedimentos de la cuenca y la topografía de la Sierra. En este perfil el levantamiento periférico estaría a una distancia entre 40 y 80 km, coincidiendo con el bloque de basamento observado en el modelo (Figs. 7.12 y 7.16). Una hipótesis alternativa podría considerar a este bloque de basamento asociado a una falla profunda. Los datos sísmicos fueron escasos en esta área por lo que no pudieron esclarecer el origen de este levantamiento.



Figura 7.16: Esquema de flexión con un Te=5 km para la cuenca de Bermejo (tomado de Gimenez et al., 2011). b) Modelo de basamento que muestra la ubicación del bulbo periférico.

La interpretación preferida de la existencia de un bulbo periférico en la cuenca de Bermejo fue observada solo con datos gravimétricos, los mismos presentan ambigüedad en la interpretación. Sin embargo, una evidencia de esta estructura basamental se observaría en el análisis geomorfológico del Río Jáchal (Fig. 7.17). Según Val et al. (2016) el cauce de este río estaría ubicado en el área de estudio desde los últimos 4 Ma, por lo tanto, la migración particular de los paleocauces desde el noreste hacia el sur (de 1 a 6; Fig. 7.17) se debería a una estructura en profundidad, la misma habría estado activa en el Plioceno controlando dicha migración. Notablemente, en esta área se hallaría el bulbo periférico interpretado en esta tesis, el cual presentaría un mayor alzamiento para este tiempo. No obstante, una alternativa a esta hipótesis se debería a la pendiente regional (hacia el noreste) del levantamiento del Alto de Mogna (Fig. 7.13). Por otro lado, la migración de los paleocauces podría ser cuaternario, hasta el momento no existe dataciones qu permitan obtener una edad para este desplazamiento del Río Jáchal. De esta manera se proponen realizar mas estudio con el objetivo de determinar las incertidumbres en el área de estudio.



Figura 7.17: Mapa del centro-oeste de la cuenca de Bermejo que muestra la migración del cauce del Río Jáchal. Con números se indican los paleocauces hasta su posición actual.

CAPITULO 8

CONCLUSIONES

En la presente tesis se analizaron dos sectores particulares entre las latitudes 30 y 31° S de los Andes Centrales del sur, de gran importancia en el desarrollo de las cadenas montañosas de la región. El primer sector corresponde a la cuenca de Iglesia entre los 69.5 y 69° O de longitud. El segundo hace referencia a la cuenca de Bermejo entre los 68.5 y 67.5° O. En ambas zonas se destacan la relación entre la sedimentación y la deformación en el Cenozoico.

A partir de los estudios realizados en la cuenca de Iglesia presentados en los capítulos 3, 4 y 5 se presentan las siguientes conclusiones:

El análisis de las estructuras sub-superficiales a lo largo de la cuenca de la Iglesia indica que el depocentro de la misma inicialmente se desarrolló en un entorno extensional de tras arco, asociado con un evento regional Oligoceno-Mioceno temprano en los Andes centrales. Esto contrasta con las interpretaciones previas, de una estratigrafía que representaba la transición de la sedimentación en una depozona de cuña externa a una depozona de cuña interna. En una escala de sistema de cuenca, estos hallazgos entran en conflicto con la hipótesis de una subsidencia continua por flexión en la cuenca de antepaís paleógena-neógena relacionada con la carga orogénica andina. En este sentido, el desarrollo de una cuenca de tras arco en el valle de Iglesia registra una interrupción extensional en la evolución de la cuenca y en un contexto más amplio, una ruptura en el crecimiento andino. Finalmente, nuestros resultados proporcionan la primera evidencia estructural para un control sinextencional en el relleno de la cuenca basal. Por lo tanto, sugerimos que esta etapa de la cuenca se considere en

futuros estudios que deriven la cinemática de la faja plegada y corrida y la evolución de la cuenca de la Iglesia y en una escala más amplia, del sistema de cuenca de Bermejo.

 Por otro lado, en un contexto mas local, a partir de un modelo de inversión 3D de la señal magnética ajustado con datos sísmicos, se interpretaron heterogeneidades en el basamento de la cuenca de Iglesia que no habían sido determinadas hasta ahora, por el método sísmico. Basados en el análisis de la respuesta magnética, de valores de susceptibilidades magnéticas y geometría arrojada por el modelo de inversión, se interpretan dichas heterogeneidades como cuerpos intrusivos pertenecientes al plutón Tocota emplazado durante el Pérmico superior, parte del Batolito Colangüil.

En el ámbito de la cuenca fragmentada de Bermejo se obtuvieron las siguientes conclusiones a partir de lo presentado en los capítulos 3 y 6.

 El análisis de estratos de crecimiento y anomalías gravimétricas, presentan el inicio de la fragmentación del antepais en el Mioceno medio, esta fragmentación se relaciona al Alto de Mogna y a un bloque de basamento en el sureste de la cuenca de Bermejo.
 El alzamiento del área de estudio exhibe un carácter dispar típico de un antepaís fragmentado. Esto último explica las diferencias entre el sector norte (menos deformado) y sur de la cuenca (mayor deformación de basamento). La estructuración continúa en el Mioceno superior, con el levantamiento de piel fina de Precordillera Oriental y la depositación de los estratos sinorogénicos. Finalmente, una nueva etapa de deformación de piel gruesa se instala en el área de estudio, reactivando las fallas del primer estadio de deformación. Los resultados e interpretaciones de esta tesis han permitido re-evaluar la historia geológica de la región. La pausa en la compresión andina en el Oligoceno-Mioceno temprano, evidenciada por las fallas extensionales en el subsuelo de la cuenca de Iglesia y la incipiente somerizacion de la losa pampeana en el Mioceno medio, exhibida por la fragmentación del antepaís en la cuenca de Bermejo caracterizan la evolución Cenozoica en el área de estudio. Esta historia de deformación hasta el momento era poco entendida o había sido excesivamente simplificada.

REFERENCIAS

- Ahumada, M., Castro de Machuca, B., Alvarado, P., Ammirati, J. B., López, M. G., 2017. Modelo petrofísico del borde oriental de las sierras de Valle Fértil-La Huerta, Argentina, a partir de datos sísmicos y petrológicos. Revista mexicana de ciencias geológicas, 34, 1-11.
- Al-Chalabi, M., 1974. An analysis of stacking, RMS, average, and interval velocities over a horizontally layered ground. Geophysical prospecting, 22, 458-475.
- Alcacer-Sanchez, J. M., Perucca, L. P. A., 2018. Análisis neotectónico en el piedemonte oriental de cordillera frontal, andes centrales. San Juan, Argentina. Geociências (São Paulo), 36, 691-702.
- Alcacer-Sánchez, J. M., Rothis, M., Haro, F., Perucca, L., Miranda, S., Vargas, N., 2020. Geophysical analysis in a Quaternary compressive environment controlling the emplacement of travertine, eastern piedmont of Argentine Precordillera. Journal of South American Earth Sciences, 98, 102432.
- 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-degrees-S latitude. Tectonics, 9, 789–809.
- Allmendinger, R. W., Judge, P. A., 2014. The Argentine Precordillera: A Foreland Thrust Belt Proximal to the Subducted Plate. Geosphere 10, 1203–18. doi:10.1130/GES01062.1.
- Alonso, M. S., 2011. Estratigrafía, sistemas depositacionales y aspectos composicionales del relleno neógeno de la cuenca Rodeo-Iglesia, San Juan, Argentina (Doctoral dissertation). Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

- Alonso, M. S., Suriano, J., Limarino, C. O., 2008, Estudio sedimentológico y paleoambiental de evaporitas yesíferas de la Formación Rodeo, Provincia de San Juan, Argentina in Actas, Congreso Geológico Argentino, 17th, Jujuy: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 1323- 1324.
- Alonso, M. S., Limarino, C. O., Litvak, V. D., Poma, S. M., Suriano, J., Remesal, M. B., 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30^oS during the Andean orogeny: cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). En Salfity JA y Marquillas RA (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina 23-45.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., 2007. Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modelling. Geophysical Journal International, 170, 858-875.
- 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, 949-964.
- Ammirati, J. B., Venerdini, A., Alcacer, J. M., Alvarado, P., Miranda, S., Gilbert, H., 2018. New insights on regional tectonics and basement composition beneath the eastern Sierras
 Pampeanas (Argentine back-arc region) from seismological and gravity data.
 Tectonophysics, 740, 42-52.
- Ariza, J. P., Boedo, F. L., Sánchez, M. A., Christiansen, R., Lujan, S. B. P., Vujovich, G. I., Martínez,
 P., 2018. Structural setting of the Chanic orogen (Upper Devonian) at central-western
 Argentina from remote sensing and aeromagnetic data. Implications in the evolution
 of the proto-Pacific margin of Gondwana. Journal of South American Earth Sciences,
 88, 352-366.

- Astini, R., Benedetto, J., 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, 253-273.
- Astini, R. A., Ramos, V. A., Benedetto, J. L., Vaccari, N. E., Cañas, F. L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. In Congreso Geológico Argentino No. 13, 293-324.
- Azcuy, C. L., Carrizo H. A. y Caminos, R., 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas,
 Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. En Caminos, R. (ed.),
 Geología Argentina. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y
 Recursos Minerales, Anales 29, 2610318, Buenos Aires.

Baranov, W., 1975. Potential fields and their transformations in applied geophysics.

- Baranzagi, B. A., Isacks, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquades and subduction of the Nazca Plate beneath South America. Geology 4, 686-692.
- Beer, J. A., Allmendinger, R. W., Figueroa, D. E., Jordan, T. E., 1990. Seismic stratigraphy of a neogene piggyback basin, argentina (1). AAPG Bulletin, 74, 1183-1202.
- Bevis, M., Isacks, B. L., 1984. Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones. Journal Geophysical Research 89, 6153-6170.
- Blakely, R. J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press.
- Blum, M.D., 1993, Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a Late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal plain of Texas: in Weimer, P. and Posamentier, H.W., eds., Siliciclastic sequence stratigraphy. Recent developments and applications, AAPM Memoir 58, 259-283.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000, Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology, 47, 2-48.

- Boedo, F. L., Vujovich, G. I., Kay, S. M., Ariza, J. P. y Luján, S. P., 2013. The E-MORB like geochemical features of the Early Paleozoic mafic-ultramafic belt of the Cuyania terrane, western Argentina. Journal of South American Earth Sciences 48, 73-84.
- Borrello, A. V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14, 188.
- Briggs, I. C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. Geophysics, 39, 39-48.
- Burns, W. M., Jordan, T. E., Copeland, P., y Kelley, S. A., 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene southern Andes as recorded in the Cura Mallín Basin (36°–38°S). Geological Society of America Special Papers, 407, 163–184.

Butler, P., 2012. White noise suppression in the time domain. CSEG Rec, 37, 39-44.

- Cahill, T., Isacks, B. L., 1992. Seismicity and shape of the subducted nazca plate. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97, 17503–17529.Cardó, R., 1978. Estudio geológico de la Quebrada Grande del Molle, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 49 p. (inédito), San Juan.
- Calcagno, P., Chilès, J. P., Courrioux, G. y Guillen, A., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. Physics of the Earth and Planetary Interiors 171, 147-157.
- Canales, L., 1984, Random noise reduction: 54th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 525–527.
- Capaldi, T. N., Horton, B. K., McKenzie, N. R., Stockli, D. F., Odlum, M. L., 2017. Sediment provenance in contractional orogens: The detrital zircon record from modern rivers in the Andean fold-thrust belt and foreland basin of western Argentina. Earth and Planetary Science Letters, 479, 83-97.

- Capaldi, T. N., Horton, B. K., McKenzie, N. R., Mackaman-Lofland, C., Stockli, D. F., Ortiz, G., Alvarado, P., 2020. Neogene retroarc foreland basin evolution, sediment provenance, and magmatism in response to flat slab subduction, western Argentina. Tectonics, 39,
- Capaldi, T. N., McKenzie, N. R., Horton, B. K., Mackaman-Lofland, C., Colleps, C. L., Stockli, D. F., 2021. Detrital zircon record of Phanerozoic magmatism in the southern Central Andes. Geosphere, 17, 876-897.
- Cardó, R., Díaz, I. N., Cegarra, M. I., Heredia Carballo, N., Rodríguez Fernández, R., Santamaría, G. R., Fauqué, L. E., 2005. Hoja Geológica 3169-I Rodeo.
- Cardozo, N., Jordan, T., 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo Foreland Basin, Argentina. Basin Research, 13, 335-357.
- Caselli, A. T., Marenssi, S., Tripaldi, A., Limarino, C. O., Gagliardo, M. L., 2002. Análisis paleoambiental y correlación estratigráfica de la Formación Puesto La Flecha (Terciario), provincia de La Rioja. 15° Congreso Geológico Argentino, Calafate. Actas Tomo 1, 679–683.
- Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Galindo, C., Fanning, C. M., Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. Geology, 29, 703-706.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls, Journal of African Earth Sciences 35, 1–43.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G., Mescua, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neall, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. E., Steel. R. J., Strasser,

A., Tucker, M. E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, 92, 1-33.

- Charchaflié, D., Tosdal, R. M., Mortensen, J. K., 2007. Geologic framework of the Veladero high-sulfidation epithermal deposit area, Cordillera Frontal, Argentina. Economic Geology, 102, 171-192.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern central Andes, Chile (33°–36°S.L.). Journal of South American Earth Sciences, 15, 117–139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo,
 M., Thiele, R., Wyss, A. R., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension,
 chronology of tectonic i nversion and relation to shallow seismic activity and Andean
 uplift. Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen., 236, 43-77.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., Sagripanti, L., 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). Geological Society, London, Special Publications, 399, 13-61.
- Christiansen, R. O., Clavel, F., Gonzalez, M., García, H. P., Ortiz, D. A., Ariza, J. P., Rodriguez, A., Leiva, F., Acosta, G., Martinez, M. P., Wohnlich, S., 2021. Low-enthalpy geothermal energy resources in the Central Andes of Argentina: A case study of the Pismanta system. Renewable Energy.

Claerbout, J. F., 1985, Imaging the earth's interior: Blackwell Scientific Publications.

Clark, D. A., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, 83-104.

- Clark, D. A., 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. Exploration Geophysics, 30, 5-26.
- Constantini, L. A., Manceda, R., Pérez, M., Figueroa, D., Calegari, R. J., Carini, F., 2015. Precordillera Central y Oriental, ¿Faja Plegada de Lámina Delgada?. Acta geológica lilloana, 28, 83-89.
- Cooper, G. R., 2004. Euler deconvolution applied to potential field gradients. Exploration Geophysics, 35, 165-170.
- Cooper, G. R. J., Cowan, D. R., 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. Computers & Geosciences, 32, 1585-1591.
- Cooper, M. A., Williams, G. D., De Graciansky, P. C., Murphy, R. W., Needham, T., De Paor, D., Stoneley, R., Todd, S. P., Tuner, J. P., Ziegler, P. A., 1989. Inversion tectonics—a discussion. Geological Society, London, Special Publications, 44, 335-347.
- Coruch C., 1985. Streched automatic amplitude adjustement of seismic data. Geophysics, 50, 252-256.
- Cox, M., 1999. Static Corrections for Seismic Reflection Surveys. Society of Exploration Geophysicists. <u>doi/book/10.1190/1.9781560801818</u>.
- Cristallini, E. O., Ramos, V. A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt. Crustal evolution of the high Andes of San Juan, Argentina (32° SL): Tectonophysics,317, 205-235.
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Tibaldi, A., Martino, R., Baliani, I., 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 67, 521-535.
- Cuerda, A. J., 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 6, 223-235.

Dávila, F. M., Astini, R. A., Schmidt, C. J., 2003. Unraveling 470 my of shortening in the Central Andes and documentation of Type 0 superposed folding. Geology, 31, 275-278.

DeCelles, P. G., Giles, K. A., 1996. Foreland basin systems. Basin research, 8, 105-123.

- Dentith, M., Mudge, S. T., 2014. Geophysics for the mineral exploration geoscientist. Cambridge University Press.
- Di Chiara, A., Morris, A., Anderson, M. W., Menegon, L. y Tremblay, A., 2020. Magnetic anisotropy reveals Acadian transpressional fabrics in an Appalachian ophiolite (Thetford Mines, Canada). Geophysical Journal International 222, 1034-1045.

Dondurur, D., 2018. Acquisition and processing of marine seismic data. Elsevier.

- Durrheim, R. J., Cooper, G. R. J., 1998. EULDEP: a program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data. Computers & geosciences, 24, 545-550.
- Embry, A. F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: R. J. Steel, V. L. Felt, E. P. Johannessen and C. Mathieu. (Eds.), Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin, Special Publication, Norwegian Petroleum Society, 1–11.

Faust, L. Y., 1953. "A Velocity Function Including Lithologic Variation." Geophysics 18, 271–88.

- Fazzito, S., Rapalini, A., Cortés, J., Terrizzano, C., 2009. Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina. Journal of South American Earth Sciences 28, 217-228.
- Fennell, L. M., Iannelli, S. B., Encinas, A., Naipauer, M., Valencia, V., Folguera, A., 2019. Alternating contraction and extension in the Southern Central Andes (35°–37° S). American Journal of Science, 319, 381-429.

- Fennell, L. M., Quinteros, J., Iannelli, S. B., Litvak, V. D., Folguera, A., 2018. The role of the slab pull force in the late Oligocene to early Miocene extension in the Southern Central Andes (27°-46° S): Insights from numerical modeling. Journal of South American Earth Sciences, 87, 174-187.
- Fernández-Seveso, F., 1993, Sismoestratigrafia de la Cuenca Iglesia: Informe de actividades en la Universidad de Cornell, Informe interno No. 10.408, 20.
- Fernández Seveso, F., Pérez, M., Álvarez, L., 1990. Análisis estratigráfico del ámbito occidental de la cuenca de Paganzo, en el rango de grandes ciclos depositacionales. 11° Congreso Geológico Argentino, 2, 77-80.
- Fernández Seveso, F., Pérez, M., Brisson, I., Álvarez, L., 1991. Estratigrafía secuencial y tectónica de la Cuenca de Paganzo. Depósitos marinos y continentales del Paleozoico superior en el oeste argentino. Y.P.F., Informe Inédito 10363.
- Finney, S. C., Peralta, S. H., Gehrels, G. E., Marsaglia, K. M., 2005. The early Paleozoic history of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of western Argentina: evidence from geochronology of detrital zircons from middle cambrian sandstones Geol. Acta 3, 339-354.
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Bottessi, G., Zamora Valcarce, G., Ramos, V. A., 2010. The Loncopué trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern central Andes. Journal of Geodynamics, 49, 287–295.
- 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.

- Fosdick, J. C., Reat, E. J., Carrapa, B., Ortiz, G., Alvarado, P. M., 2017. Retroarc basin reorganization and aridification during Paleogene uplift of the southern central Andes. Tectonics, 36, 493-514, doi:10.1002/2017TC004624.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b Guandacol. Servicio Geológico Nacional, Boletín 92, 104.
- Furque, G., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18c Jáchal. Boletín Servicio Geológico Nacional, 79 p. Buenos Aires.
- Furque, G., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19c Ciénaga de Gualilán. Servicio Geológico Nacional, Boletín 193, 111.
- Furque, G., González, P. D., Caballe, M. F., Pérez, L., Cardó, R., Godeas, M. C., Pucci, J. C., Fauqué, L. E., 2003. Hoja Geológica 3169-II San José de Jáchal.
- Gagliardo, M.L., Caselli, A.T., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F., Tripaldi, A., 2001. Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades fomacionales (Nota Breve). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56, 121-125.
- Garcia, H. P. A., 2018 Métodos potenciales aplicados al análisis termo-mecánico de la litosfera en el frente de deformación de los Andes en el norte argentino y cuencas sedimentarias asociadas. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan. San Juan. (inédito).
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., Gregory, A. R., 1974. Formation velocity and density—The diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics, 39, 770-780.
- Garzione, C. N., Molnar, P., Libarkin, J. C., MacFadden, B. J., 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. Earth and Planetary Science Letters, 241, 543-556.
- Gehrels, G., Pecha, M., 2014. Detrital zircon U-Pb geochronology and Hf isotope geochemistry of Paleozoic and Triassic passive margin strata of western North America. Geosphere, 10, 49-65.
- Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., 2006. Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center. The Paleontological Society Papers, 12, 67-76.
- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9.
- Geosoft, G., 2013. Sharpening using Iterative Reweighting Inversion, Oasis montaj Best Practice Guide.
- Geuna, S. E., 2001. Base de Datos de Remanencia y Susceptibilidad Magnéticas de rocas de la República Argentina.
- Gibson, H., Sumpton, J., Fitzgerald, D. y Seikel, R., 2013. 3D modelling of geology and gravity data: summary workflows for minerals exploration. In: East Asia: Geology, Exploration Technologies and Mines-Bali.
- Gimenez, M. E., 1997. Estudio Genético Y Evolutivo de La Cuenca Del Bermejo (Pcia.de San Juan) a Partir de Datos de Gravedad. Tesis Doctoral: Universidad Nacional de Rosario Rosario, Santa Fe. Inédita.
- Gimenez, M. E., Martínez, P. M., Introcaso. A., 2000. A Crustal Model Based Mainly on Gravity Data in the Area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fertil, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 13. 275–86. doi:10.1016/S0895-9811(00)00012-2.

- Gimenez, M.E., Novara, I., Alvarez Pontoriero, O., Introcaso, A., 2011. Análisis de la cuencua del Bermejo en los últimos 8 Ma. Geoacta, 36(2), 177-187.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences, Tectonophysics, 306, 217–236.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., y Ogg, G. M. (Eds.)., 2020. Geologic Time Scale 2020. Elsevier.
- Guillen, A., Calcagno, P., Courrioux, G., Joly, A. y Ledru, P., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part II. Modelling validation using gravity and magnetic data inversion. Physics of the Earth and Planetary Interiors 171, 158-169.
- Hacikoylu, P., Dvorkin, J., Mavko, G., 2006. Resistivity-velocity transforms revisited. The Leading Edge, 25, 1006-1009.
- Han, T., Best, A. I., Sothcott, J., MacGregor, L. M., 2011. Joint elastic-electrical properties of reservoir sandstones and their relationships with petrophysical parameters.
 Geophysical Prospecting, 59, 518-535.
- Harries, R. M., Kirstein, L. A., Whittaker, A. C., Attal, M., Peralta, S., Brooke, S., 2018. Evidence for Self-Similar Bedload Transport on Andean Alluvial Fans, Iglesia basin, South Central Argentina. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 123, 2292-2315.
- Harries, R. M., Kirstein, L. A., Whittaker, A. C., Attal, M., Main, I., 2019. Impact of recycling and lateral sediment input on grain size fining trends—Implications for reconstructing tectonic and climate forcings in ancient sedimentary systems. Basin Research, 3, 866-891.

- Heredia, N., Fernández, L. R., Gallastegui, G., Busquets, P., Colombo, F., 2002. Geological setting of the Argentine Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30° 00'–31° 30' S latitude). Journal of South American Earth Sciences, 15, 79-99.
- Heredia, N., Charrier, R., Farias, P., García-Sansegundo, J., Giacosa, R., Giambiagi, L., Paleo Andes, G., 2014 Evolución geodinámica de los andes (28º-39º S) durante el Paleozoico. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas, 21-22.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Alonso, J. L.,
 Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J.,
 Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, C. O., Martín-González, F., Pedreira,
 D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L. R., Rubio-Ordóñez, A., Seggiaro, R., SerraVarela, S., Spalletti, L., Cardó, R., Ramos, V. A., 2016. Evolución Geodinámica de los
 Andes de Argentina, Chile y la Península Antártica durante el Neoproterozoico superior
 y el Paleozoico. Trabajos de Geología, 35.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R. E., Giambiagi, L. B.,
 Busquets, P., Colombo, F., Charrier, R., Cuesta, A., Rubio-Ordóñez, Á., Ramos, V. A.,
 2017. Review of the geodynamic evolution of the SW margin of Gondwana preserved
 in the Central Andes of Argentina and Chile (28°-38° S latitude), Journal of South
 American Earth Sciences, 87, 87-94. doi: 10.1016/j.jsames.2017.11.019.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubia, J.
 M., Alonso, J. L., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P. Colombo, F., Cuesta, A.,
 Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, C.O., Martín-González,
 F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L. R., Rubio-Ordóñez, A., Seggiaro,
 R., Serra-Varela, S., Spalletti, L., Cardó, R., Ramos, V. A., 2018. The Pre-Andean Phases

of Construction of the Southern Andes Basement in Neoproterozoic–Paleozoic Times.

In The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. 111-131. Springer, Cham.

- Hinze, William J., 2003. "Bouguer Reduction Density, Why 2.67?" Geophysics 68 (5). Society of Exploration Geophysicists, 1559–1560.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R., Saad, A. H., 2013. Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press.
- Hofmann-Wellenhof, B., Moritz, H., 2006. Physical Geodesy. Edited by Springer Wien New York. 2nded. Austria: Springer Science & Business Media.
- Hoorn, C., Wesselingh, F. P., Ter Steege, H., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín,
 I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C. L., Figueiredo, J. P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri,
 F. R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., Antonell, A., 2010.
 Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. science, 330, 927-931.
- Horton, B. K., 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. Tectonics, 37, 402–429. doi.org/10.1002/2017TC004624
- Horton, B. K., Fuentes, F., 2016, Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. Geology, 44, 647–65
- Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S. G., Stockli, D. F., 2016, Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén basin, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 71, 17-40, doi: 10.1016/j.jsames.2016.06.003.

- Horton, B. K., Perez, N. D., Fitch, J. D., Saylor, J. E., 2015, Punctuated shortening and subsidence in the Altiplano plateau of southern Peru: Implications for early Andean mountain building: Lithosphere, 7,117-137, doi:10.1130/L397.1.
- Huang, D., Gubbins, D., Clark, R. A., Whaler, K. A., 1995. Combined study of Euler's homogeneity equation for gravity and magnetic field. In 57th EAGE Conference and Exhibition (pp. cp-90). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Hubral, P., Krey, T., 1980. Interval velocities from seismic reflection time measurements. Society of Exploration Geophysicists.
- Hunt, D., Tucker, M. E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall, Sedimentary Geology 81, 1–9.
- Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R., Ramos, V. A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3 587-606.
- Jacobsen, B. H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. Geophysics, 52, 1138-1148.
- Jara, P., Charrier, R., 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. Andean geology, 41, 174-209.
- Jervey, M. T., 1988, Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions, in C.K. Wilgus et al., eds., Sea level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication 42, 47-69.
- Johnson, A., Cheeseman, S., Ferris, J., 1999. Improved compilation of Antarctic Peninsula magnetic data by new interactive grid suturing and blending methods. Annals of Geophysics, 42.

- Johnson, A. T., Jordan, T. E., Johnson, N. M., y Naeser, C., 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcaniclástica, Rodeo, Prov. de San Juan, Rep. Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 2: 87-90, Tucumán.
- Jones, R. E., De Hoog, J. C., Kirstein, L. A., Kasemann, S. A., Hinton, R., Elliott, T., Litvak, V. D., 2014. Temporal variations in the influence of the subducting slab on Central Andean arc magmas: evidence from boron isotope systematics. Earth and Planetary Science Letters, 408, 390-401.
- Jones, R. E., Kirstein, L. A., Kasemann, S. A., Litvak, V. D., Poma, S., Alonso, R. N., Hinton, R., 2016. The role of changing geodynamics in the progressive contamination of Late Cretaceous to Late Miocene arc magmas in the southern Central Andes. Lithos, 262, 169-191.
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science, 286, 737-764.
- 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. The Journal of Geology, 101, 135-156.
- Jordan, T. E., Rutty, 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. The Journal of Geology, 98, 519-539.
- Jordan, T. E., Schlunegger, F., Cardozo, N., 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 14, 775-798.

- Kane, M. F., 1962. A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. Geophysics, 27, 455-462.
- Kay, S. M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America Bulletin, 117, 67-88.
- Krapovickas, V., Ciccioli, P. L., Mángano, M. G., Marsicano, C. A., Limarino, C. O., 2009. Paleobiology and paleoecology of an arid–semiarid Miocene South American ichnofauna in anastomosed fluvial deposits. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 284, 129-152.
- LaFehr, T. R., 1991a. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. Geophysics, 56, 1179-1184.
- LaFehr, T. R., 1991b. Standardization in gravity reduction. Geophysics, 56, 1170-1178.
- Lee, J. S., Yoon, H. K., 2015. "Theoretical Relationship between Elastic Wave Velocity and Electrical Resistivity." Journal of Applied Geophysics 116. Elsevier B.V., 51–61. doi:10.1016/j.jappgeo.2015.02.025.
- Leveratto, M.A., 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31, 53-58.
- Levina, M., Horton, B. K., Fuentes, F., Stockli, D. F., 2014, Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt (31– 32 S), southern central Andes, Argentina: Tectonics, 33, 1659-1680.
- Li, X., 2007. Magnetic reduction to the pole at low latitudes: Practical considerations. In SEG Technical Program Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists. 718-722.
- Li, Z., Zheng, J., Moskowitz, B. M., Liu, Q., Xiong, Q., Yang, J. y Hu, X., 2017. Magnetic properties of serpentinized peridotites from the Dongbo ophiolite, SW Tibet: Implications for

suture-zone magnetic anomalies. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 122: 4814-4830.

- Limarino, C. O., Fauqué, L. A., Cardó, R., Gagliardo, M. L., Escoteguy, L., 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57, 289-304.
- 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. O., Spalletti, L. A., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. Journal of South American Earth Sciences, 22, 134-155.
- Linares, E., Llambías, E. J., 1974. Edad potasio-argón de la granodiorita de la quebrada de Tocota, departamento Iglesia, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24,135-136.
- Lince Klinger, F., Gimenez, M. E., Martinez, P., Introcaso. A., 2008. Las Estructuras de La Cuenca de Bermejo Y Sierra de Valle Fértil a Partir de Los Métodos Deconvolución de Euler Y Señal Analítica. Revista de La Asociacion Geologica Argentina 63, 281–87.
- Litvak, V. D., 2009. El volcanismo oligoceno superior-mioceno inferior del grupo Doña Ana en la alta cordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 64, 201-213.
- Litvak, V. D., Poma, S., 2010. Geochemistry of mafic Paleocene volcanic rocks in the Valle del Cura region: Implications for the petrogenesis of primary mantle-derived melts over the Pampean flat-slab. Journal of South American Earth Sciences, 29, 705-716.

- Llambías, E. J., Sato, A. M., 1995. El batolito de Colangüil: Transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50, 111-131.
- Llambías, E., Sato, A., Puigdomenech H., Castro, C., 1987. Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting, Frontal Range of Argentina between 29° and 31° S. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4, 92-95.
- Lossada, A. C., Giambiagi, L., Hoke, G. D., Fitzgerald, P.G., Creixell, C., Murillo, I., Mardonez, D., Velásquez, R., Suriano, J., 2017. Thermochronologic evidence for late Eocene Andean mountain building at 30 S. Tectonics, 36, 2693-2713, 10.1002/2017TC004674.
- Love, J. J., Applegate, D., Townshend, J. B., 2008. Monitoring the Earth's dynamic magnetic field (No. 2007-3092). US Geological Survey.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B. K., Fuentes, F., Constenius, K. N., Ketcham, R. A., Capaldi,
 T., Stockli, D. F., Ammirati, J. B., Alvarado, P., Orozco, P., 2020. Andean mountain
 building and foreland basin evolution during thin-and thick-skinned Neogene
 deformation (32– 33° S). Tectonics, 39. 10.1029/2019TC005838.
- MacLeod, I.N., Jones, K. y Dai, T.F., 1993. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. Exploration Geophysics, 24, 679-688.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., 1984. Las unidades volcnicas y plutonicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29-31 S): Geologa, alteratin hidrothermal y mineralisacin. Revista gelgica de Chile, 21, 1151.
- Malizia, D., Limarino, C. O., Sosa-Gómez, J., Kokot, R., Nullo, F. E., Gutiérrez, P. R., 1999. Hoja Geológica 3169-26 y 25 Cordillera del Zancarrón, Provincia de San Juan.
- 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.

- Mayne, W. H., 1962. Common reflection point horizontal data stacking techniques, Geophysics, 27, 927-938.
- McClay, K. R., Buchanan, P. G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In Thrust tectonics. 93-104. Springer, Dordrecht.
- Milana, J. P., 1998, Sequence stratigraphy in alluvial settings: a flume-based model with applications to outcrop and seismic data. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 82, 1736-1753.
- 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.
- Milana, J. P., Tietze, K. W., 2002, Three-dimensional analogue modeling of an alluvial basin margin affected by hydrological cycles: depositional processes, profiles and sequences: Basin Research, 14, 237-264.
- Miller, H. G., Singh, V., 1994. Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. Journal of Applied Geophysics, 32, 213-217.
- Mitchum, R. M., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: C. E. Payton, Editor, Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir vol. 26, American Association of Petroleum Geologists. 205–212.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences.

In: C. E. Payton, Editor, Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir vol. 26, American Association of Petroleum Geologists. 135–144.

- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992. Late paleozoic to triassic evolution of the Gondwana margin evidence from chilean frontal cordilleran batholiths (28°S to 31°S). Geological Society of America Bulletin. 104, 999-1014.
- Mpodozis, C., Ramos, V. A., 1985 The Andes of Central Chile and Argentina: an evolving geological model. Symp. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Abst., 18-19.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, 56–90.
- Mulcahy, S. R., Roeske, S.M., McClelland, W. C., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P. R., Vervoort,
 J. D., Vujovich, G. L., 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: the Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. Tectonics, 30, TC1005. http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002656.
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., Rojas, A., 2018, Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at 35°S. Tectonophysics, 744, 93–11.
- Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, 37, 507–517.
- Nabighian, M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crosssection. Geophysics, 39, 85–92.

- Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. Geophysics, 31. 362-371.
- Navarrete, C. R., Gianni, G. M., Folguera, A., 2015. Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. Journal of South American Earth Sciences, 64, 486-497.
- Neidell, N. S., Taner, M. T., 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data. Geophysics, 36, 482-497.
- Noutchogwe, C. T., Koumetio, F., Manguelle-Dicoum, E., 2010. Structural features of South-Adamawa (Cameroon) inferred from magnetic anomalies: Hydrogeological implications. Comptes Rendus Geoscience, 342, 467-474.

Onajite, E., 2013. Seismic data analysis techniques in hydrocarbon exploration. Elsevier.

- Ortiz, G., Alvarado, P., Fosdick, J. C., Perucca, L., Saez, M., Venerdini, A., 2015. Active deformation in the northern sierra de Valle Fértil, sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 64, 339-350.
- Ortiz, G., Goddard, A. L. S., Fosdick, J. C., Alvarado, P., Carrapa, B., Cristofolini, E., 2021. Fault reactivation in the Sierras Pampeanas resolved across Andean extensional and compressional regimes using thermochronologic modeling. Journal of South American Earth Sciences, 112, 103533.
- Pacino, M. C., Introcaso, A., 1987. Regional anomaly determination using the upwardscontinuation method. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 29, 113-122.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W. (Eds.)., 1998. The proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society of London.
- Paola, C., 2000. Quantitative models of sedimentary basin filling, Sedimentology 47 (suppl. 1), 121–178.

182

- Pérez, D. J., 2001, Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, cordillera frontal (32°30´S), San Juan Province, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 14, 693-705.
- Pérez, M. Á., Delpiano, V. B., Graneros, D., Breier, K., Lauría, M., 2012. Cuenca Precordillera; claves exploratorias para el Paleozoico. Petrotecnia.
- Pérez, D. J., Ramos, V. A., 1996. Los depósitos sinorogénicos. In Ramos (Eds.) Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales, Buenos Aires, 24, 387-422.
- Perucca, L. P., Martos, L. M., 2009. Análisis preliminar de la evolución del paisaje cuaternario en el valle de Iglesia, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65, 624-637.
- Perucca, L. P., Martos, L. M., 2012. Geomorphology, tectonism and quaternary landscape evolution of the Central Andes of San Juan (30 degrees S-69 degrees W), Argentina. Quaternary International, 253, 80–90.
- Perucca, L. P., Ruiz, F., 2014. New data on neotectonic contractional structures in Precordillera, south of Río de La Flecha: structural setting from gravity and magnetic data. San Juan, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 50, 1-11.
- Pinotti, L., D'Eramo, F.J., Geuna, S., Radice, S., Gómez-Ortíz, D., Vegas, N., Coniglio, J.,
 Boffadossi, A., Muratori, M.E., Demartis, M. y Kostadinoff, J., 2021. Geological and
 geophysical methods relevant to decipher the structure and emplacement of granites:
 Insights from the Calmayo pluton (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of
 South American Earth Sciences, 106, 103021.

- Plint, A. G., Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: D. Hunt and R. L. Gawthorpe, Editors, Sedimentary Response to Forced Regression, Special Publication, Geological Society of London 72, 1–17.
- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Editorial de la Universidad de Buenos Aires. 216. Buenos Aires.
- Poma, S. M., Ramos, A. M., Litvak, V. D., Quenardelle, S. M., Maisonnave, E. B., Díaz, I., 2017. Southern Central Andes Neogene magmatism over the Pampean Flat Slab. implications on crustal and slab melts contribution to magma generation in Precordillera, Western Argentina. Andean Geology, 3, 249-274.
- Posamentier, H. W., Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II sequence and systems tract models. In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner. (Eds), Sea Level Changes an Integrated Approach, Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 42 125–154.
- Poulsen, C. J., Ehlers, T. A., Insel, N., 2010. Onset of convective rainfall during gradual late Miocene rise of the central Andes. Science, 328, 490-493.
- Quartino, B. J., Zardini, R. A., 1967. Geología y petrología de la cordillera de Colangüil y de las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22, 5-63.
- Ramasayer, G. R., 1979. Seismic stratigraphy: a fundamental exploration tool, Offshore Technology Conference, Houston, Texas, Proceedings, 3, 1859–1867.

Ramos, V.A. 1989. The birth of Southern South America. American Scientist 77: 444-450.

- Ramos, V. A., 1999a. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, 715-759, Buenos Aires.
- Ramos, V., 1999b. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes, 22, 183-190.
- Ramos, V. A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. Gondwana Research, 7, 1009-1026.
- Ramos, V. A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. Backbone of the Americas: shallow subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane collision, 204, 31-65.
- Ramos, V. A., Basei, M., 1997. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. In: Symposium on Terrane Dynamics', New Zealand, 97, 140–143.
- Ramos, V. A., Cegarra, M. L., Cristallini, E., 1996, Cenozoic tectonics of the High Andes of west/central Argentina (30°–36°S latitude), Tectonophysics, 259, 185–200.
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., Pérez, D. J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American earth sciences, 15, 59-78,
- Ramos, V. A., Dallmeyer, R. D., Vujovich, G., 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 142, 143-158.
- Ramos, V. A., Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, Special Publications, 327, 31-54.

- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., Palma, M., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, 2, 84-106. Bariloche.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes. Tectonics, 5, 855-880.
- Ramos, V. A., Kay, S. M., Page, R., Munizaga, F., 1989. La ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44, 336-352.
- Ramos, V. A., Kay, S. M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In Harmon, R. S., Rapela, C. W. (Eds.), Andean magmatism and its tectonic setting Geological Society of America. 79-91.
- Ramos, V. A., Keppie, J. D. (Eds.). 1999. Laurentia-Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America, 336.
- Ramos, V. A., Vujovich, G. I., Cardó, R., Pérez, L., Pelichotti, R., Godeas, M. C., Pucci, J. C., Bercowski, F., Bordonaro, O., Chernicoff, C. J., 2000. Hoja Geologica 3169-IV San Juan.
- Ramos, V. A., Vujovich, G., Kay, S. M., McDonough, M., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: la Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. XII Congr. Geol. Argent. Actas, 3, 343-57.
- Ramos, V. A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. Journal of Geodynamics, 50, 243-255.
- Rapalini, A. E., 1993. Evidencias de un evento de remagnetización regional en Precordillera asociado a la Fase San Rafael. In 12th Congreso Geológico Argentino, Mendoza 415-422.

- Rapalini, A. E., Astini, R. A., 2005. La remagnetización sanrafaélica de la Precordillera en el Pérmico: Nuevas evidencias. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60, 290-300.
- Ré, G. H., Jordan, T. E., Kelley, S., 2003. Cronología y paleogeografía del terciario de la cuenca intermontana de iglesia septentrional, andes de san juan, argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58,31–48.
- Reat, E. J., Fosdick, J. C., 2018. Basin evolution during Cretaceous-Oligocene changes in sediment routing in the Eastern Precordillera, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 84, 422-443.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. T., Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. Geophysics, 55, 80-91.
- Reid, A. B. y Thurston, J. B., 2014. The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. Geophysics, 79, J61-J66.
- Riba, O., 1973. Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva, Acta Geológica Hispánica, 8, 90–99.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation: Sedimentary Geology, 15, 213–233, doi:10.1016/0037-0738(76) 90017-8.
- Rivas, C., Alcacer, J. M., Ortiz, G., Bilbao, I., Ammirati, J. B., Podesta, M., Alvarado, P., Peruca,
 L. P., Pérez, I., 2021. Crustal structure of the northern Andean Precordillera, Argentina,
 based on seismological and gravity data. Journal of South American Earth Sciences,
 111, 103478.

- Rivas, C., Ortiz, G., Alvarado, P., Podesta, M., Martin, A., 2019. Modern crustal seismicity in the northern Andean Precordillera, Argentina. Tectonophysics, 762, 144-158.
- Rodríguez Fernández, L. R., Heredia, N., Marín, G., Quesada, C., Robador, A., Ragona, D., Cardó,

R., 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes argentinos entre los 30° 30' y
31° 00' de latitud sur. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de
Exploración de Hidrocarburos, 2, 111-124.

- Rodríguez, M. P., Charrier, R., Brichau, S., Carretier, S., Farías, M., De Parseval, P., Ketcham, R. A., 2018. Latitudinal and Longitudinal Patterns of Exhumation in the Andes of North-Central Chile: Tectonics, 37, 2863-2886.
- Roest, W. R., Verhoef, J. y Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. Geophysics, 57, 116-125.
- Rojas Vera, E. A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Gíménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Bottesi, G., Ramos, V. A., 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: The Agrio belt in the southern central Andes and its relation to the Loncopúe trough (38°–39°S). Tectonophysics, 492, 279–294.
- Rojas Vera, E. A., Sellés, D., Folguera, A., Gímenez, M., Ruíz, F., Orts, D., Zamora Valcarce, G., Martínez, P., Bechis, F., Ramos, V. A., 2014. The origin of the Loncopué Trough in the retroarc of the southern central Andes from field, geophysical and geochemical data. Tectonophysics, 637, 1–19.
- Rolleri, E. O., Criado Roqué, P., 1969. Geología de la provincia de Mendoza. Actas de las 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2, 1 - 60.
- Ronen, J., Claerbout, J. F., 1985, Surface-consistent residual statics estimation by stack-power maximization: Geophysics, 50, 2759-2767.

- Ruskin, B. G., 2006. Sequence stratigraphy and paleopedology of nonmarine Foreland basins: Iglesia basin. Argentina and Axhandle Basin, Utah [Ph. D. Thesis], Cornell University: Ithaca, New York.
- Ruskin, B. G., Jordan, T. E., 2007. Climate change across continental sequence boundaries: paleopedology and lithofacies of Iglesia basin, northwestern Argentina. Journal of Sedimentary Research, 77, 661-679.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J., Ravat, D., Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. The Leading Edge, 26, 1502–1505.
- Sánchez, M. A., García, H. P., Acosta, G., Gianni, G. M., Gonzalez, M. A., Ariza, J. P., Martinez, M., P., Folguera, A., 2019. Thermal and lithospheric structure of the Chilean-Pampean flat-slab from gravity and magnetic data. In Andean Tectonics. 487-507. Elsevier.
- Sánchez, M. A., Winocur, D., Álvarez, O., Folguera, A., Martinez, M. P., 2017. Crustal structure of the high Andes in the North Pampean flat slab segment from magnetic and gravity data. Journal of South American Earth Sciences, 73, 153-167.
- Sato, A. M., Kawashita, K., 1988. Edad Rb/Sr de la última intrusión del batolito de Colangüil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42, 415-418.
- Sato, A. M., Llambías, E. J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del batolito de Colangüil. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4, 156-165.
- Sato, A. M., Llambías, E., Shaw, S. E., Castro, C. E., 1990. El batolito de Colangüil: modelo del magmatismo neopaleozoico de la provincia de San Juan. En O. Bordonaro (Ed.):
 Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan, 100 122.

- Sato, A. M., Llambías, E. J., Basei, M. A. y Castro, C. E., 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. Journal of South American Earth Sciences 63, 48-69.
- Shaw, S., Llambías E. J., Sato, A. M., 1990. New Rb/Sr age determinations from the Colangüil Batholith between 29°-31° S, Cordillera Frontal, Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2, 461-465.
- Sheets, B. A., Hickson, T. A., Paola, C., 2002, Assembling the stratigraphic record: depositional patterns and time-scales in an experimental alluvial basin. Basin Research, 14, 287-301.
- Sheriff, R. E., 1975. Factors affecting seismic amplitudes. Geophysical Prospecting, 23, 125–138.
- Sheriff, R.E., and Geldart, L.P., 1983, Exploration Seismology Vol. 2. Data- Processing and Interpretation. Cambridge University Press, Cambridge, 592.
- Siame, L. L., Bourles, D. L., Sebrier, M., Bellier, O., Castano, J. C., Araujo, M., Perez, M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., 1997. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. Geology, 25, 975–978.
- Siame, L. L., Sebfuer, M., Bellier, O., Bourles, D. L., Castano, J. C., Araujo, M., Yiou, F., Raisbeck,
 G., 1996. Segmentation and horizontal slip-rate estimation of The El Tigre Fault Zone,
 San Juan Province (Argentina) from spot images analysis. In: 3° Symposium
 International sur la Géodynamique Andine, St. Malo (France), 239-242
- Simm, R., Bacon, M., Bacon, M., 2014. Seismic Amplitude: An interpreter's handbook. Cambridge University Press.

- Smalley Jr, R. F., Isacks, B. L., 1987. A high-resolution local network study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under western Argentina. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 92(B13), 13903-13912.
- Snyder, D.B., 1988, Foreland crustal geometries in the Andes of Argentina and the Zagros of Iran from seismic reflection and gravity data: PhD thesis, Cornell University, Ithaca, NY, 196 p.
- Snyder, D. B., Ramos, V. A., Allmendinger, R. W., 1990. Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in Western Argentina. Tectonics 9, 773-788.
- Sobolev, S. V., Babeyko, A. Y., Koulakov, I., Oncken, O., 2006. Mechanism of the Andean orogeny: insight from numerical modeling. In The Andes (pp. 513-535). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Somoza, R., Zaffarana, C. B., 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. Earth and Planetary Science Letters, 271, 267-277.
- Spector, A., Grant, F. S. ,1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics, 35, 293-302.
- Suriano, J., Alonso, M. S., Limarino, C. O., Tedesco, A. M., 2011. La Formación Cuesta del Viento (nov. nom.): una nueva unidad litoestratIgráfica en la evolución del orógeno precordillerano. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68, 246-260.
- Suriano, J., Limarino, C. O., Tedesco, A. M., Alonso, M. S., 2015. Sedimentation model of piggyback basins. Cenozoic examples of San Juan Precordillera, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 399, 221-244.
- Suriano, J., Mardonez, D., Mahoney, J. B., Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Kimbrough, D., Lossada, A., 2017. Uplift sequence of the Andes at 30 S. Insights from sedimentology

and U/Pb dating of synorogenic deposits: Journal of South American Earth Sciences, 75, 11- 34.

- Suppe, J., Chou, G. T., Hook, S., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. En: McClay, K.R., (ed.), Thrust tectonics. London, Chapman and Hall, 105–122.
- Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae Geologicae Helvetiae, 83, 409–454.
- Thomas, W. A., Astini, R.A., Mueller, P.A., Gehrels, G. E., Wooden, J.L., 2004. Transfer of the argentine Precordillera terrane from Laurentia: constraints from detritalzircon geochronology. Geology 32, 965.
- Thomas, W. A., Astini, R. A., Mueller, P.A., McClelland, W.C., 2015. Detrital-zircon geochronology and provenance of the ocloyic synorogenic clastic wedge, and ordovician accretion of the argentine Precordillera terrane. Geosphere 11, 1749-1769.
- Thompson, D. T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics, 47, 31-37.
- Tibaldi, A. M., Cristofolini, E., Otamendi, J., Barzola, M., Armas, P., 2016. Petrología, termobarometría y geoquímica de las rocas anatécticas del norte de Valle Fértil: implicancias en la determinación de variaciones laterales en la construcción del arco magmático. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 73, 195-210.

Tolstov, G. P., 2012. Fourier series. Courier Corporation.

Val, P., Hoke, G. D., Fosdick, J. C., Wittmann, H., 2016. Reconciling tectonic shortening, sedimentation and spatial patterns of erosion from 10Be paleo-erosion rates in the Argentine Precordillera. Earth and Planetary Science Letters, 450, 173-185.

- Vail, P. R., 1987, Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy in Bally, A.W. (Eds.), Seismic stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Studies in geology, 27.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. The leading edge, 23, 116-119.
- Vergés, J., Marzo, M., Muñoz, J. A., 2002. Growth strata in foreland settings. Sedimentary geology, 146, 1-9.
- Vujovich, G. I., Kay, S. M., 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 142, 159-179.
- Vujovich, G. I., van Staal, C. R., Davis, W., 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. Gondwana Research, 7, 1041-1056.
- Winocur, D. A., Litvak, V. D., Ramos, V. A., 2015. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. Geological Society, London, Special Publications, 399, 109-130.
- Yánez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., 2002. "The Challenger-Juan Fernández-Maipo Major Tectonic Transition of the Nazca-Andean Subduction System at 33-34°S: Geodynamic Evidence and Implications." Journal of South American Earth Sciences 15 (1): 23–38. doi:10.1016/S0895-9811(02)00004-4.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

- Yilamaz, O., 2001. Seismic data analysis. Processing, inversion and interpretation of seismic data, volumes 1 and 2. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, OK. 10.1190/1.9781560801580.
- 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): 131–51. doi:10.1016/S0895-9811(98)00006-6.
- Zapata, T. R., Allmendinger, R. W., 1996. Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 80, 359-381.
- Zeng, H., Xu, D., Tan, H., 2007. A model study for estimating optimum upward continuation height for gravity separation with application to a bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, Jilin province, northeast China. Geophysics, 72, 145–150.