

Tesis Doctoral

Análisis de los mecanismos y fases de deformación de dos segmentos del sector sur de los Andes Centrales (36° y 42° S) asociados a cambios en la dinámica de subducción

Orts, Darío Leandro

2013-12-18

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Orts, Darío Leandro. (2013-12-18). Análisis de los mecanismos y fases de deformación de dos segmentos del sector sur de los Andes Centrales (36° y 42° S) asociados a cambios en la dinámica de subducción. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Orts, Darío Leandro. "Análisis de los mecanismos y fases de deformación de dos segmentos del sector sur de los Andes Centrales (36° y 42° S) asociados a cambios en la dinámica de subducción". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2013-12-18.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

**Análisis de los mecanismos y fases de deformación de dos
segmentos del sector sur de los Andes Centrales (36° y 42°S)
asociados a cambios en la dinámica de subducción**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de
Ciencias Geológicas

Darío Leandro Orts

Director de Tesis: Andrés Folguera

Director Asistente: Mario Giménez

Consejero de Estudios: Andrés Folguera

Lugar de trabajo: Laboratorio de Tectónica Andina. CONICET-UBA. Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber”

Buenos Aires, 2013

ÍNDICE

	RESUMEN	5
	ABSTRACT	7
1	INTRODUCCIÓN.....	9
	1.1 OBJETIVOS GENERALES	12
	1.2 ESQUEMA GENERAL DE LA TESIS	13
	1.3 METODOLOGÍA GENERAL.....	15
	1.4 DINÁMICA DE LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN.....	21
2	CONTROLES ESTRUCTURALES VARIABLES EN EL TIEMPO EN LOS ANDES CENTRALES AUSTRALES (~36°S)*	26
	2.1 INTRODUCCIÓN	28
	2.2 MARCO GEOLÓGICO	30
	2.3 DATOS Y MÉTODOS UTILIZADOS.....	34
	2.4 ESTRUCTURA REGIONAL SUBSUPERFICIAL A PARTIR DE DATOS DE GRAVEDAD	35
	2.5 ANÁLISIS DE LA GEOLOGÍA DE SUPERFICIE DE LA ZONA DE ESTUDIO EN LA FPC DE MALARGÜE	36
	2.6 ESTRUCTURA EN SUPERFICIE COMPARADA CON LOS DATOS DE GRAVEDAD	40
	2.7 DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA A PARTIR DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA.....	42
	2.8 CONSTRUCCIÓN DE LA SECCIÓN ESTRUCTURAL	50
	2.9 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	53
3	TECTÓNICA DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS Y EL DESARROLLO DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS MIOCENA (41°30'-43°S)*	61
	3.1 INTRODUCCIÓN	63
	3.2 MARCO GEOLÓGICO	68
	3.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	72
	3.3.1 <i>Pendiente oriental de los Andes principales y el sistema Precordillerano.....</i>	<i>72</i>
	3.3.2 <i>Geología del tope de cuña y el área del antepaís</i>	<i>85</i>
	3.4 MECANISMOS DE ACORTAMIENTO A LO LARGO DE LA FAJA PLEGADA CORRIDA DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA DE ÑIRIHUAU	89
	3.5 DISCUSIÓN: EVOLUCIÓN TECTONOMAGMÁTICA DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS.....	95
	3.6 CONCLUSIONES PARCIALES.....	100
4	PROCESOS DE DEFORMACIÓN Y LA CONSTRUCCIÓN DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS*	101
	4.1 INTRODUCCIÓN	103
	4.2 MARCO GEOLÓGICO	105
	4.2.1 <i>Estructura de la zona de retroarco.....</i>	<i>110</i>
	4.2.2 <i>Sedimentación sinorogénica neógena</i>	<i>111</i>
	4.3 MÉTODOS	113
	4.4 ANÁLISIS DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS	119
	4.5 ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA	120
	4.6 INTERPRETACIÓN DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES: MAGNITUDES DE ACORTAMIENTO Y MECANISMOS DE DEFORMACIÓN.....	125
	4.7 DISCUSIÓN	129

4.8	CONCLUSIONES PARCIALES	136
5	CONCLUSIONES GENERALES	137
6	AGRADECIMIENTOS	142
7	REFERENCIAS	143
8	APÉNDICE CAPÍTULO 2.....	164
9	APÉNDICE CAPÍTULO 3.....	165
9.1	DATAción POR EL MÉTODO DE U-Pb LA-ICPMS	165

INDICE DE TABLAS

Tabla 8.1.	Datos suplementarios de los análisis U/Pb LA-ICP-MS en circones detríticos de las muestras PSZ1, CP1 y CPU presentadas en el Capítulo 3.	166
-------------------	---	-----

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.	a) Ubicación de las zonas de estudio a los ~36° y ~42°S. b) Principales divisiones de los Andes según Gansser (1973).	10
Figura 1.2.	Principales rasgos neógenos de los Andes por debajo del segmento de subducción horizontal Pampeano (modificado de Folguera et al., 2011). a) Excursiones del arco mioceno. b) Desarrollo de las cuencas de antepaís neógenas y estructuración coetánea. c) Volcanismo de intraplaca plio-cuaternario.	11
Figura 1.3.	Procedimiento para convertir en profundidad a las líneas sísmicas 2D.	18
Figura 1.4.	Algoritmos de restauración utilizados en la construcción de las secciones estructurales balanceadas.	20
Figura 1.5.	Esquema del patrón estructural de las zonas de subducción y regímenes tectónicos en función de la convergencia relativa de las placas (modificado de Daly, 1989; Heuret y Lallemand 2005).	21
Figura 1.6.	Modelos conceptuales de la evolución de la subducción de una litósfera oceánica por debajo de continente que se mueve en dirección hacia la trinchera, con o sin cratón asociado y con o sin <i>trench roll back</i> asociado (modificado de Manea et al., 2012).	23
Figura 1.7.	Esquemas de diferentes morfologías de subducción obtenidas a partir de modelos numéricos y análogos en donde se contemplaron los efectos de la rigidez de la losa, el <i>trench roll back</i> y los efectos de borde en la transición de ~660 km (modificado de Billen, 2008).	25
Figura 2.1.	Mapa de ubicación de la zona de estudio y de los depocentros extensionales de Triásico Tardío-Jurásico Temprano de la cuenca Neuquina y sistemas de rift adyacentes.	29
Figura 2.2.	Columna estratigráfica generalizada del sector de la FPC de Malargüe (~36°S) donde se muestran las unidades litoestratigráficas más importantes y los niveles de despuegue principales que actuaron durante la estructuración andina.	31
Figura 2.3.	a) Modelo de elevación digital con relieve sombreado al cual se superpone el residual gravimétrico calculado para el área, con contornos en mGals. b) Base de datos gravimétricos utilizada para este estudio.	32
Figura 2.4.	Mapa geológico de la zona de estudio en el sector interno de la FPC de Malargüe y el sector aledaño a la sierra Azul (para su ubicación véase la Figura 2.3).	37
Figura 2.5.	Sector interno-occidental (Zona II en Figura 2.4) de la FPC de Malargüe al oeste de la Sierra Azul (véase Figura 2.4 para su ubicación).	38
Figura 2.6.	Flanco occidental de la sierra Azul (véase Figura 2.4 para la ubicación) donde se observan una serie de retrocorrimientos que conforman una zona triangular con respecto al abanico de corrimientos con vergencia E descriptos en la Figura 2.5.	39
Figura 2.7.	Anomalías del residual gravimétrico en mGals y su relación con la estructura mapeada en el área de estudio en la FPC de Malargüe (véase la Figura 2.3 para su ubicación).	41
Figura 2.8.	Arriba: línea sísmica migrada; abajo: línea sísmica interpretada con actitudes y estructuras identificadas en superficie.	43
Figura 2.9.	Arriba: línea sísmica migrada; abajo: línea sísmica interpretada con actitudes y estructuras identificadas en superficie.	46
Figura 2.10.	Vista en detalle del sinclinal de Portezuelos Colorados (sector occidental de la línea sísmica mostrada en la Figura 2.9).	47

Figura 2.11. Perfil de sismica de reflexión con su interpretación en el flanco oriental del anticlinal de la Sierra Azul en el frente orogénico emergente (véase Figura 2.7 para su ubicación).	49
Figura 2.12. Sección estructural regional basada en datos de campo, pozo y sísmicos desde el sector interno descrito en este trabajo (Figuras 2.7 y 2.8), hasta el sector del antepaís (la mitad oriental ha sido tomada y modificada de Giambiagi et al., 2009) (véase Figura 2.3 para su ubicación).	51
Figura 2.13. Sección estructural balanceada correspondiente al sector occidental de la Figura 2.12 en el sector interno de la FPC de Malargüe.	53
Figura 2.14. Eventos de deformación principales discutidos en el texto y posición relativa del arco magmático para los diferentes estadios.	56
Figura 2.15. Esquemas mostrando las etapas deformacionales del Cretácico Tardío y Mioceno tardío.	59
Figura 3.1. Marco tectónico de los Andes Patagónicos, con la ubicación del área de estudio en el sector norte (Figura 3.2) y la configuración actual de la zona de interacción entre las placas Sudamericana, de Nazca y Antártica.	64
Figura 3.2. Mapa geológico regional simplificado de los Andes Norpatagónicos con las estructuras y unidades geológicas principales (véase la Figura 3.1 para su ubicación).	67
Figura 3.3. Sección de escala cortical a los 42°S.	70
Figura 3.4. Mapa geológico de la zona de estudio ubicada en la faja plegada y corrida Norpatagónica y la porción austral de las cuencas medio Ñirihuau y Collón Curá del Oligoceno tardío a Mioceno medio.	71
Figura 3.5. Geología de la pendiente oriental de los Andes Norpatagónicos principales representada por unidades mesozoicas y cenozoicas aflorantes en el faldeo del cerro Pico Solo (véase la Figura 3.3 para su ubicación).	74
Figura 3.6. Curvas de distribución de probabilidad e histogramas de edades U-Pb en circones detríticos y diagramas de concordia por medio de relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de los granos de circon correspondientes a una muestra de arenisca gruesa de los estratos de sincrecimiento indicados en la Figura 3.5 (muestra PSZ1).	75
Figura 3.7. Retrocorrimientos en el área del lago Puelo – cerro Plataforma que levantan el basamento paleozoico y los granitoides cretácicos a cenozoicos del cerro Tres Picos (véase la Figura 3.3 para su ubicación).	76
Figura 3.8. a) Rocas volcánicas yaciendo en forma concordante por encima de las rocas del Cretácico Inferior alto correspondientes al Grupo Divisadero. b) Al este de (a) en el flanco occidental del sinclinal Cerro Plataforma (véase la Figura 3.4 para su ubicación), estas rocas volcánicas miocenas sobreyacen en concordancia a depósitos marinos cenozoicos de la Formación Ñirihuau y equivalentes (Spalletti, 1983; Lizuáin, 1979), y éstos a su vez se encuentran apoyados encima de una importante superficie de erosión por encima de granitoides cretácicos, lo que implicaría un episodio de exhumación entre el Cretácico tardío-Oligoceno.	78
Figura 3.9. Discordancias progresivas como las vistas en las sucesiones clásticas de la Formación Ñirihuau, en ambos flancos del sinclinal Cerro Plataforma (véase la Figura 3.4 para su ubicación de la zona) (esquina superior-izquierda de esta figura; ver ubicación de las vistas fotográficas a, b y c).	79
Figura 3.10. Perfil estratigráfico de la cubierta sedimentaria y volcánica del cerro Plataforma (ver Figuras 3.4 y 3.8).	80
Figura 3.11. Edades U/Pb en circones detríticos de los estratos marinos del cerro Plataforma (véase la Figura 3.3 para su ubicación).	82
Figura 3.12. Discordancias angulares observadas en la región Precordillerana en paquetes volcánicos con geometría de cuña.	84
Figura 3.13. Discordancias progresivas en estratos de crecimiento (a, b, c: Formación Ñirihuau; d: Collón Curá) en los limbos dorsales de las estructuras principales en la pendiente oriental del cordón de El Maitén (véase la Figura 3.4 para su ubicación).	87
Figura 3.14. Sísmica de reflexión 2D ubicada en la pendiente oriental del cordón de El Maitén y el área de antepaís, convertida a profundidad utilizando velocidades interválicas obtenidas a partir de la información de pozo (véase Figura 3.4 para su ubicación).	89
Figura 3.15. a) Sección estructural balanceada en la pendiente oriental de los Andes desde la divisoria de aguas hasta la zona del antepaís a lo largo del cordón de El Maitén (véase la Figura 3.4 para su ubicación; A-A'). b) Sección restaurada que alcanza un acortamiento de 17 km para estas latitudes.	92
Figura 3.16. a) Sección estructural balanceada en la pendiente oriental de los Andes desde la divisoria de aguas hasta la zona del antepaís a lo largo del cordón de Leleque (véase la Figura 3.4 para su ubicación; B-B'). b) Sección restaurada que arroja un acortamiento 12,7 Km a estas latitudes y muestra la geometría pre-inversión correspondiente a una serie hemigrábenes oligocenos.	95
Figura 3.17. Esquemas tectónicos de los Andes Norpatagónicos para los últimos 60 Ma.	98
Figura 4.1. Marco tectónico actual de los Andes Patagónicos, configuraciones de placas y ubicación de la zona de estudio.	104
Figura 4.2. Mapa regional esquemático indicando las principales unidades morfoestructurales y las estructuras de los Andes entre los 40° y 45°S.	108
Figura 4.3. Modelo 3D de los Andes Norpatagónicos entre los 40-42°S indicando las principales estructuras corticales.	109
Figura 4.4. Mapa geológico regional del área del retroarco entre los 40° y los 43°30'S (modificado de Giacosa et al. 2001, 2005 y Orts et al., 2012b).	112
Figura 4.5. a) Set de datos gravimétricos utilizados para este estudio. b) Anomalías de Bouguer. c) Residuales gravimétricos resultantes después de descontar un campo continuo llevado de manera ascendente hasta los 40 km.	117
Figura 4.6. (a) Topografía del basamento obtenida de la inversión de residuales gravimétricos computados a partir de un modelo de densidades idealizado. (b) Geometría del Moho obtenida a partir de la inversión de residuales gravimétricos utilizando un modelo litosférico simple de densidades de 2-capas. (c) Isotermas de Curie obtenidas a partir de un análisis de la densidad espectral de potencia de las anomalías magnéticas.	118

Figura 4.7. Interpretación de la línea sísmica 2D AR4A-116 ubicada en el área de Ñorquingo (véase la Figura 4.4 para su ubicación).....	121
Figura 4.8. Línea sísmica 2D AR4A-103 convertida en profundidad (véase la Figura 4.4 para su ubicación).	122
Figura 4.9. Línea sísmica 2D AR4A-116 convertida a profundidad en el sector del sinclinal David (véase la Figura 4.4 para su ubicación).....	123
Figura 4.10. Secciones estructurales balanceadas desde la divisoria de aguas hasta el sector del antepaís entre los 40°30' y 42°45'S (véase la Figura 4.4 para su ubicación).....	125
Figura 4.11. Mapa esquemático donde se muestran los datos geocronológicos disponibles para las rocas de arco miocenas y la ubicación de los depósitos sinorogénicos coetáneos en el sector del antepaís.	130
Figura 4.12. a) Espesores elásticos calculados a partir de datos de gravedad (véase texto para más detalles) de los Andes Norpatagónicos y la zona de transición a los Andes Centrales australes, a los que se les superpone el área ocupada por las rocas de arco miocenas.....	132
Figura 4.13. Diagramas esquemáticos mostrando dos etapas clave durante la interacción entre las placas convergentes en la trinchera Chilena, antes y después del evento de reorganización mayor ocurrido entre los 28 y 26 Ma atrás (Cande y Leslie, 1986).....	133
Figura 8.1. Imagen por catodoluminiscencia de una porción de los circones de la muestra CPU donde se observa el diámetro de los puntos de ablación no mayor a 30 nm.	170

Resumen

En esta Tesis se presenta una descripción de la evolución tectónica de dos segmentos del sector sur de los Andes Centrales. Estos segmentos ubicados a 36° y 42°S, se corresponden con el desarrollo de las fajas plegadas y corridas de Malargüe y Norpatagónica respectivamente. Estas fajas tienen la particularidad de poseer una intensa deformación que coincide temporalmente con la expansión hacia el antepaís de rocas del arco magmático mioceno y con el desarrollo de importantes acumulaciones de depósitos sinorogénicos. En esta Tesis se utilizaron datos de campo, geocronológicos y geofísicos para caracterizar la geología y los mecanismos de deformación que afectaron el retroarco andino a estas latitudes. En la faja plegada y corrida de Malargüe, se distinguieron dos fases deformacionales principales parcialmente superpuestas (35°30'-36°30'S). La primera fue determinada a partir de discordancias progresivas en la información sísmica mientras que la segunda por su asociación a rocas miocenas deformadas, hecho observado en el campo e información sísmica. Las mecánicas de deformación muestran una clara variabilidad a través del tiempo: Desde sistemas de inversión tectónica de depocentros extensionales del Triásico Tardío-Jurásico Temprano ligados espacialmente al desarrollo de fajas epidérmicas, hasta sistemas de piel gruesa que no respetan la disposición de las fallas previas extensionales. Esta variabilidad se interpreta asociada a cambios en el flujo térmico a partir del Mioceno ligados a la expansión del arco en la región del antepaís cretácico a paleógeno.

En el sector estudiado hacia el sur (40°-43°S) se han distinguido dos fases de deformación contraccional, la primera acaecida desde el Cretácico Temprano y la segunda en el Mioceno temprano a medio. La primera fase es evidenciada por una discordancia regional producto de la inversión de hemigrábenes del Jurásico Temprano a Medio en el sector interno cordillerano. La fase más reciente se evidencia a partir del hallazgo de discordancias progresivas en sedimentitas marinas a continentales tanto en el sector cordillerano como en el frente orogénico hacia el antepaís. Las edades de circones detríticos en las secciones sinorogénicas muestran por un lado una edad cercana a los 18 Ma y por otro un incremento sistemático de poblaciones con aporte andino por parte de aquellas provenientes de la erosión del área cratónica. De esta manera se determina la canibalización de los sectores internos de la cuenca de antepaís hacia el Mioceno temprano. El carácter sinorogénico de las secciones del antepaís se registra además en la información sísmica, mostrando un amplio desarrollo de la fracturación del antepaís para este tiempo. Adicionalmente, se interpreta como mecanismo principal de la construcción de este relieve frontal, la inversión de depocentros extensionales de edad oligocena.

La inversión de datos gravimétricos permite establecer la geometría en profundidad a nivel regional del retroarco, correspondiente a un Moho atenuado coincidente con la zona de efusión de los basaltos plio-cuaternarios de la zona extraandina de Río Negro y el norte de Chubut. La profundidad variable del punto de Curie determinada a partir de

datos magnéticos, muestra una fuerte correlación de esta zona atenuada con zonas de alto flujo calórico. A su vez, esta área coincide con bajos valores de espesor elástico calculados a partir de datos de gravedad. La construcción de secciones estructurales balanceadas combinando datos de campo con datos sísmicos y de pozo, muestra un gradiente de acortamiento que coincide con sectores de atenuamiento cortical y mayor desarrollo de las secuencias de intraplaca. Este sector de mayor acortamiento se caracteriza a su vez, por ser el sector de máxima denudación en el sector interno y poseer el máximo desarrollo areal de los depocentros sinorogénicos hacia el antepaís. Finalmente, las rocas calco-alcalinas del arco mioceno se han emplazado preferencialmente en este sector del retroarco, describiendo una fisonomía del mismo que sugiere un estadio de expansión entre el Mioceno temprano y tardío. Se propone así un gradiente de estructuración y flexión de la litósfera por carga del orógeno regido por la somerización variable de la litósfera oceánica subducida durante este tiempo. El atenuamiento cortical y flujo calórico variable en el antepaís serían función de un posterior empinamiento de la zona de subducción en los últimos 5 Ma.

Las dos zonas analizadas muestran mecanismos similares de deformación, donde cinturones previos son reactivados por un aumento del flujo calórico en el retroarco en relación a cambios en la geometría de la zona de subducción y consecuente expansión del arco magmático. Además, este modelo explica la profusión de productos de intraplaca en la zona del frente orogénico en aquellos sitios caracterizados por importante acortamiento y migración del arco en forma inmediatamente previa.

Abstract

This Dissertation describes the tectonic evolution of two segments of the southern sector of the Central Andes. These segments located at 36°S and 42°S correspond to the development of the Malargüe and North Patagonian fold and thrust belts respectively. The development of these highly deformed belts coincides in time with the eastward expansion of Miocene magmatic arc series and the generation of thick synorogenic accumulations at the orogenic front. The geology and the deformation mechanisms affecting the Andean retroarc area were characterized through field observations, geochronological and geophysical data. In particular, in the Malargüe fold and thrust belt two partially overlapping main deformational phases were distinguished (35°30'–36°30'S). The oldest was determined from progressive unconformities observed in the seismic data and the second for its direct association with deformed Miocene rocks, through field observations and seismic data. The deformation mechanisms affecting this region are variable through time, involving i) tectonic inversion of extensional depocentres related to the Late Triassic-Early Jurassic rift systems, spatially linked to the development of epidermic belts, and ii) thick skinned systems that do not respect the architecture of the previous extensional faults. This variability is interpreted as being related to changes in the retroarc heat flux during Miocene times, associated with the arc expansion.

In the southern study area (40°–43°S) two stages of contractional deformation were distinguished. While the oldest was developed since the Early Cretaceous, the second occurred in the lower to middle Miocene. The first stage is evidenced by a regional unconformity between Early Cretaceous volcanic rocks and inverted Early-Middle Jurassic halfgrabens at the hinterland zone. The later Miocene phase is evidenced from progressive unconformities found in marine and continental successions at the hinterland and the Andean orogenic front towards the foreland. The ages obtained from detrital zircons on these synorogenic sections show a maximum sedimentation age around 18 Ma after a systematic growth of the Andean populations compared to those from erosion of inland basement blocks. Thus, a cannibalization phenomenon is determined in internal portions of the Miocene foreland basin. The synorogenic character of these foreland sections are also recorded on the seismic data, through the overlapping relations over uplifted basement structures that describe a broad broken-foreland. Additionally, the main mechanism of construction for this frontal relief is interpreted as related to the inversion of Oligocene extensional depocenters.

The inversion of gravity data allowed inferring the in-depth crustal geometry of the retroarc area. An attenuated Moho geometry coincides with the location of Plio-Quaternary within plate basalts at the extra Andean region in the Rio Negro and Chubut Provinces. The variable depth of Curie point computed from magnetic data indicates a higher heat flow zone that shows a strong correlation with the attenuated Moho geometry. Finally, this area coincides with low values of computed elastic thicknesses

from inversion of gravity data. The construction of balanced cross sections, combining field, seismic and well data, shows a shortening gradient that coincides with the sectors of maximum crustal attenuation and occurrence of within plate volcanism. This shortening gradient correlates with the zone of highest exhumation at the internal parts of the fold and thrust belt and the broadest and thickest synorogenic depocenters towards the foreland. Finally, early and late Miocene calco-alkaline rocks were preferentially emplaced in this retroarc area, describing a distribution which suggests a stage of arc expansion. Therefore, it is proposed that this shortening gradient and the consequent variable lithospheric flexure that led to the formation of the frontal foreland basin could be controlled by variable shallowing geometries of the subducting oceanic lithosphere during that time. The crustal attenuation and the variable heat flux at the foreland could be consequence of a later steepening of the subduction zone since the last 5 Ma.

The two analyzed zones share similar mechanisms of deformation, where previous belts are reactivated by an increasing heat flux in the retroarc area related to changes in the subduction zone geometry and the resulting arc expansion. Furthermore, this model explains the profusion of intraplate volcanism in the adjacent zone eastwards of the orogenic front in those places where an important shortening and arc migration occurred.

1 INTRODUCCIÓN

Los Andes son la expresión de la actividad tectónica producida desde aproximadamente 115 Ma en un límite de placas convergente de más de 8.000 km de largo (Figura 1.1). Este límite estuvo y se encuentra caracterizado por el desarrollo de extensas y continuas cadenas montañosas construidas a partir de los sucesivos regímenes compresivos y distensivos que han moldeado el paisaje producto de la interacción de la placa continental Sudamericana con las losas oceánicas pacíficas. La situación actual en la cual se desarrollan los Andes, corresponde a la interacción entre las placas oceánicas de Nazca, Cocos y Antártica con la Sudamericana (Figura 1.1). Importantes variaciones latitudinales de esta cadena se observan a partir del análisis de la geología expuesta en superficie y por medio de evidencias indirectas a través de estudios geofísicos. La configuración actual de este sistema muestra zonas donde hay interrupción o disminución del volcanismo de arco actual asociadas a segmentos donde la losa oceánica que se subduce presenta un menor ángulo, o directamente una geometría subhorizontal en profundidad, evidenciado por los sismos que describen la zona de Benioff (Figura 1b). En otros sectores la interrupción del magmatismo de arco se produce por la colisión de dorsales activas, como el caso de la dorsal de Chile y el gap volcánico asociado (Figura 1b).

Los procesos de subducción horizontal han recibido una destacada atención en los últimos años, ya que permiten explicar fases no sólo de construcción orogénica actuales sino que también correspondientes a ciclos orogénicos previos (e.g. James y Sacks, 1999; Kay et al., 2006). En estos modelos se muestra que las variaciones en la geometría de subducción se podrían relacionar temporalmente con expansiones de rocas de arco, las cuales son seguidas por una relajación extensional y la erupción de voluminosas provincias basálticas de intraplaca en el retroarco a medida que el arco se retrae a posiciones normales (iniciales). El incremento del gradiente térmico y los productos de la deshidratación de la losa tienen un efecto muy importante en los procesos de deformación de la corteza continental y en especial en el sector de retroarco (Gutscher, 2002). Análogos modernos, como el segmento de subducción horizontal Pampeano (Figura 1.1), han permitido caracterizar los efectos que se producen en una somerización en curso. De estos ejemplos se desprende la relación existente entre la migración del frente magmático y la generación de transiciones frágiles-dúctiles que favorecen el apilamiento cortical y el consecuente acortamiento (e.g. Ramos et al., 2002).

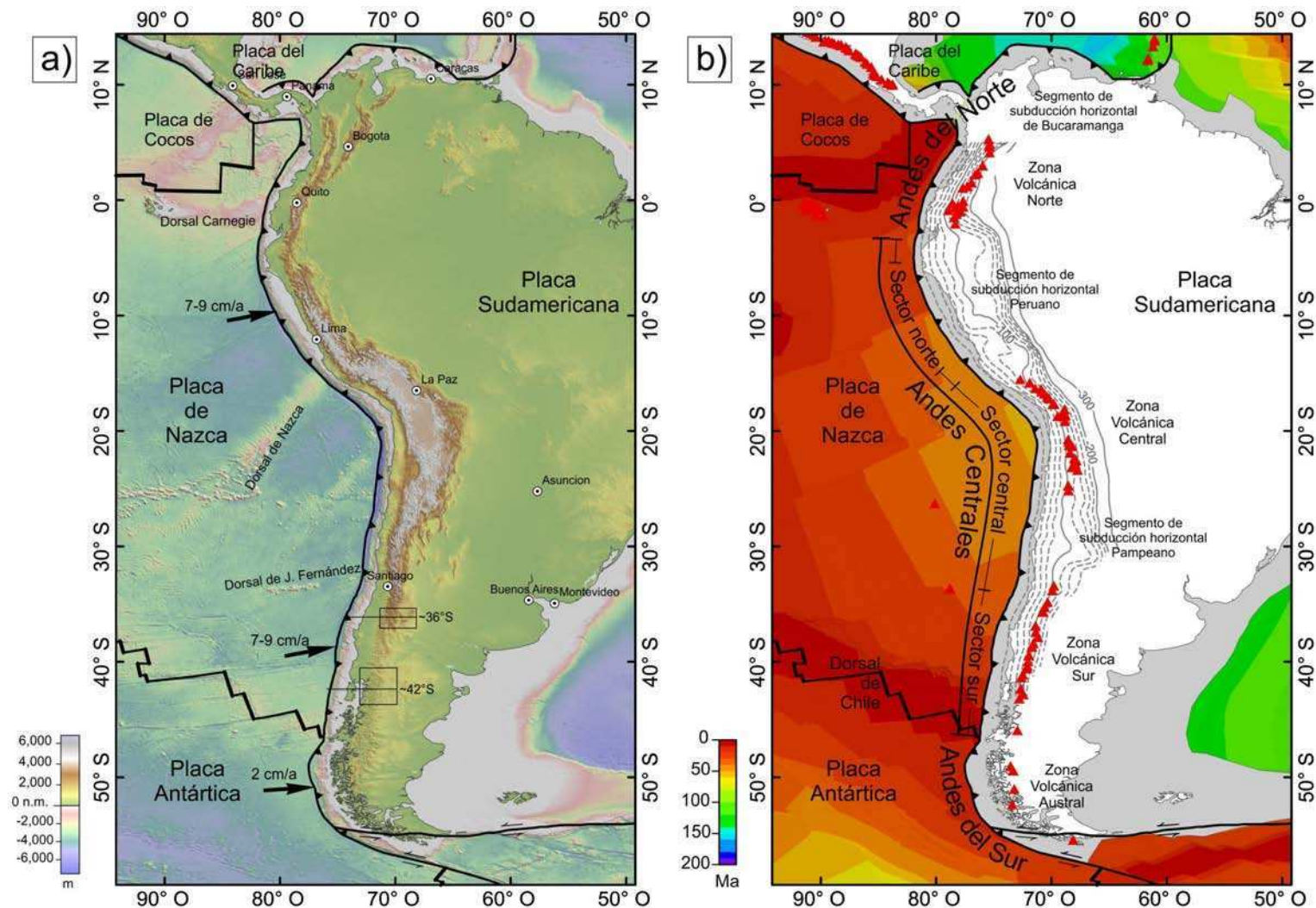


Figura 1.1. a) Ubicación de las zonas de estudio a los $\sim 36^\circ$ y $\sim 42^\circ$ S. Mapa topográfico y batimétrico de los Andes y sector oceánico adyacente, que permite observar la morfología de las cadenas montañosas que constituyen el orógeno andino, así como los rasgos oceánicos como las dorsales asísmicas y las dorsales activas. Datos de elevación tomados de NOAA (Becker et al., 2009). b) Principales divisiones de los Andes según Gansser (1973), en donde se indica la división de las zonas volcánicas activas y segmentos de subducción subhorizontal actuales (basado en Ramos, 1999). Mapa de edades del fondo oceánico tomado de Müller et al. (2008). Isobatas de la zona de Benioff tomadas de <http://earthquake.usgs.gov/research/data/slab/> (Hayes et al., 2012).

En este trabajo se ha decidido centrar la atención, en base a una serie de características de la geología neógena, en dos sectores (Figuras 1.1a y 1.2): i) la faja plegada y corrida de Malargüe a los 36°S y ii) la Cordillera Norpatagónica entre los 40° y 43°S. Estos sectores tienen la particularidad de presentar una marcada migración hacia el antepaís de rocas del arco magmático mioceno y el desarrollo de cuencas sinorogénicas frontales coetáneas (Figura 1.2).

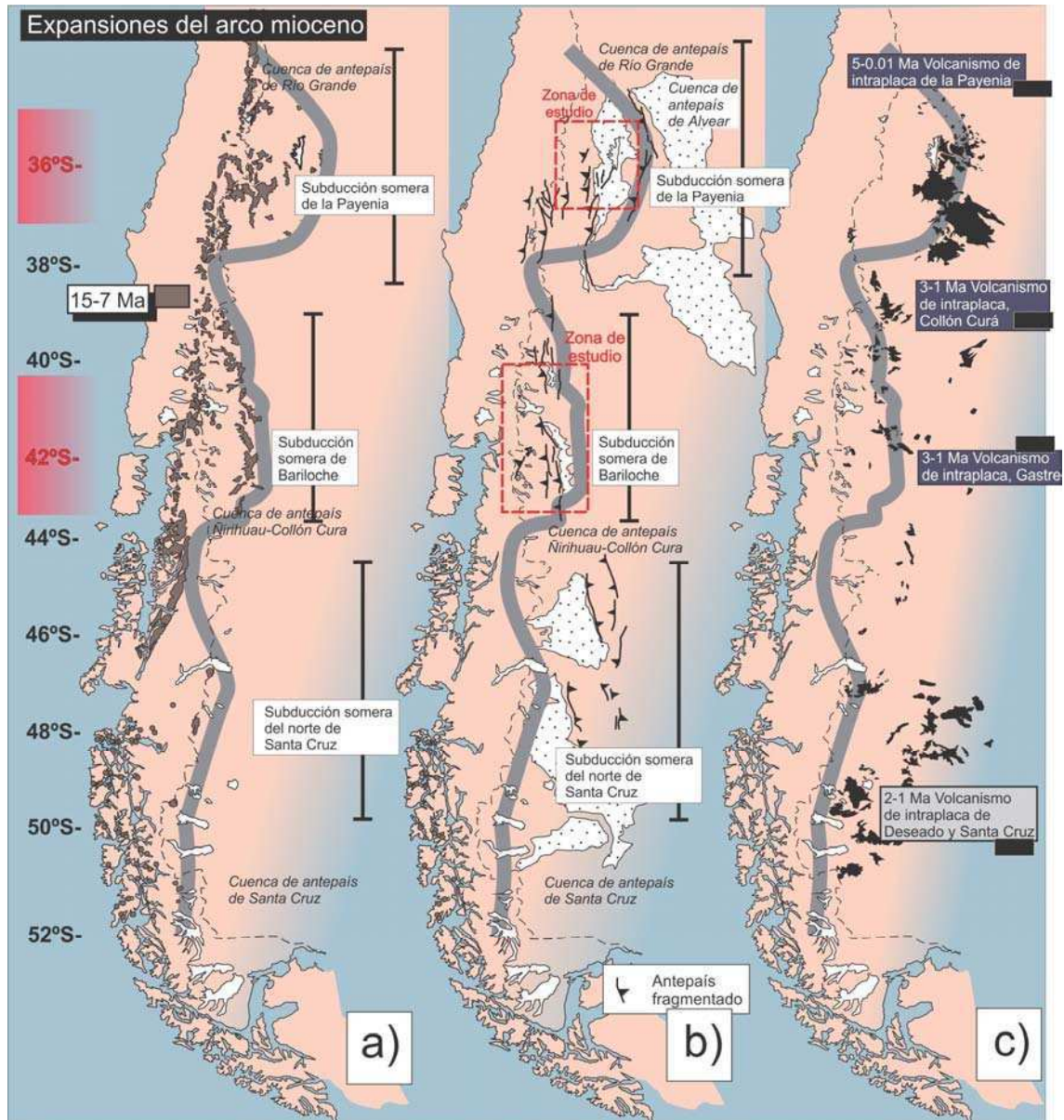


Figura 1.2. Principales rasgos neógenos de los Andes por debajo del segmento de subducción horizontal Pampeano (modificado de Folguera et al., 2011). a) Excursiones del arco mioceno. Nótese la mayor expansión de las rocas de arco en los segmentos ubicados a los 36° y 42° S respectivamente. b) Desarrollo de las cuencas de antepaís neógenas y estructuración coetánea. c) Volcanismo de intraplaca plio-cuaternario.

El sector septentrional tiene un nivel de mayor conocimiento en cuanto a las características geoquímicas del volcanismo y de la estructura del área frontal, por la mejor exposición de los afloramientos y el interés económico de la industria petrolera en éste sector y zonas aledañas de la cuenca Neuquina. Esto ha permitido establecer más claramente las relaciones estratigráficas y estructurales a partir de información sísmica y de pozos. Por otra parte, el sector de los Andes Norpatagónicos, presenta una más incipiente integración de la estratigrafía y de los procesos magmáticos con las características estructurales y la cronología de las fases de deformación. Esta región presenta una vegetación abundante en la divisoria de aguas y el ámbito cordillerano y por su difícil acceso y escasa exposición de los afloramientos por debajo de la cota de vegetación, la correlación de las distintas unidades geológicas es dificultosa. Adicionalmente, en el sector ubicado inmediatamente hacia el antepaís la cobertura de extensas planicies glacio-fluviales de la última glaciación y que no han sufrido gran incisión, restringe la exposición de las distintas unidades. Aquí, la incipiente prospección de la industria petrolera, llevada a cabo principalmente en la década de los 80's, constituye la principal fuente de información de este sector.

En definitiva, estas dos áreas corresponden a aquellos segmentos en los cuales el arco mioceno ha tenido un comportamiento anómalo. Mientras que en otros sectores, el arco neógeno ha sido más estacionario. Por ello, esta Tesis se centra en la descripción de los efectos deformacionales desarrollados en una faja plegada y corrida acaecidos durante la migración de un arco volcánico en el Mioceno y en particular en la comparación de estos casos.

1.1 Objetivos generales

Entre los objetivos generales planteados en la presente Tesis se encuentra el de establecer la temporalidad y la magnitud de las fases de deformación meso-cenozoicas que se desarrollan en el retroarco andino en estos los dos sectores planteados y su vinculación con los procesos a escala cuenca y litosférica a través del análisis e integración de la información geológica superficial e información indirecta proveniente de métodos geofísicos. Dentro de este objetivo, se ubica el de comparar la magnitud areal de las distintas fases de deformación.

En definitiva, el fin de estos estudios es comprender la evolución geológica de los dos segmentos elegidos, establecer la mecánica de deformación y determinar su vinculación con los procesos magmáticos y sedimentarios que se exponen en el retroarco andino a estas latitudes.

Uno de los aspectos que caracterizan a estos dos sectores es el predominio de las estructuras de piel gruesa por sobre las de piel fina. Esta característica en gran medida

podría ser el reflejo de la reactivación de anisotropías de primer orden que controlan al sustrato, sin descartar el desarrollo de estructuración primaria normal a los esfuerzos principales y paralelas al tren de estructuras andino. En su mayoría, estas anisotropías previas, son derivadas de sistemas de rift previos, no descartando la presencia de esquistosidades u otras fábricas inherentes a regímenes compresivos previos.

Se espera entonces establecer la disposición y el grado de inversión de los depocentros extensionales mesozoicos y cenozoicos, tanto a través de información sísmica, en aquellos casos en que se encuentran parcialmente expuestos o soterrados, y/o a partir de observaciones directas de campo en aquellos casos en que han sido exhumados y expuestos. La información gravimétrica será clave en la determinación en planta de estos depocentros.

¿Que paralelismo existe en cuanto a las mecánicas específicas de denudación entre los sectores de subducción horizontal actual, mejor conocidos, y la deformación en estos sectores?, ¿Hay evidencias que confirmen o descarten la hipótesis de la somerización de la losa oceánica como un factor de primer orden en la orogénesis de estos sectores? Esta Tesis espera poder aportar claves tendientes a resolver estos interrogantes.

1.2 Esquema general de la Tesis

En esta Tesis se presenta el análisis de dos segmentos particulares de la Cordillera de los Andes, ubicados a los $\sim 36^\circ\text{S}$ y a los $\sim 42^\circ\text{S}$. Para caracterizar los procesos que han afectado estos dos segmentos, se describen ciertos aspectos particulares de los mismos en los **Capítulos 2, 3 y 4** que corresponden a trabajos individuales encarados a través de distintas perspectivas y escalas. Cabe destacar que estos capítulos fueron publicados o han sido recientemente sometidos a arbitrar en revistas especializadas internacionales. Previamente, en el **Capítulo 1**, que comprende la Introducción, los Objetivos y la Metodología general, se ha detallado a modo introductorio el contexto tectónico del sector sur de los Andes Centrales. También se enuncian las características generales de los dos segmentos y el por qué de su elección; las metodologías generales utilizadas y desarrollándose en un último apartado los conceptos básicos relacionados a la dinámica de los sistemas de subducción del tipo Andino, que permiten comprender el comportamiento y las causas de los procesos que afectan a este sector, así como a otros orógenos de subducción a nivel mundial.

En particular, en el **Capítulo 2** denominado "**Controles estructurales variables en el tiempo en los Andes Centrales Australes ($\sim 36^\circ\text{S}$)**" se introduce y se detallan los mecanismos de deformación compresivos que afectaron a ese segmento, más precisamente en la faja plegada y corrida de Malargüe desde el Cretácico Tardío al Mioceno tardío hasta la actualidad. También se discute el rol de las anisotropías previas

en la deformación, en especial la presencia de hemigrábenes triásicos tardíos-jurásicos tempranos correspondientes a las fases iniciales del desarrollo de la cuenca Neuquina, así como una fase oligocena previa extensional a la fase compresiva del Mioceno tardío. Aquí se describe el estilo de deformación del frente orogénico emergente y la faja plegada y corrida fosilizada de la parte alta de la Cordillera Principal mendocina. También se establece el inicio de la deformación compresiva en el Cretácico Tardío temprano a partir de interpretación, a partir de información sísmica reprocesada, de estratos de crecimiento en las secuencias continentales del Grupo Neuquén.

El **Capítulo 3** denominado "**Tectónica de los Andes Norpatagónicos y el desarrollo de la cuenca de antepaís miocena (41°30'-43°S)**" se introduce en el sector de los Andes Norpatagónicos y comprende la descripción de la geología de la alta Cordillera Patagónica entre los 41°30' y 43°S hasta el frente orogénico en el extremo sur de la cuenca de Ñirihuau. Aquí se analiza la geología local, a partir de observaciones de campo y nuevos datos geocronológicos de unidades con características sindeformationales. Se discuten estas evidencias en forma regional a partir de la integración de nuevos datos analíticos con información preexistente y, en función de los datos estructurales colectados, se construyen dos secciones balanceadas para comprender la estructura y la progresión de la deformación en la región.

El **Capítulo 4 "Procesos de deformación y la construcción de los Andes Norpatagónicos"** presenta un análisis a escala regional del sector del retroarco andino entre los 40° y 43°30'S en el cual se detalla y analiza la estructura a partir de relevamientos de campo complementados con métodos geofísicos. Se utilizan datos gravimétricos, información sísmica y magnética, para caracterizar la estructura termomecánica del retroarco andino. El análisis de estos datos y su relación con la ubicación espacio-temporal de las unidades geológicas y la magnitud de la deformación a lo largo del rumbo permiten inferir un modelo geodinámico para el ciclo orogénico de este sector.

Por último, en el **Capítulo 5** a modo de sumario de los principales resultados obtenidos, se enumeran las conclusiones más importantes que se desprenden de los Capítulos 2, 3 y 4. Allí, se trata de mostrar sinópticamente los puntos en común de estos dos sectores analizados y establecer las similitudes y diferencias con sectores inmediatamente aledaños.

1.3 Metodología general

En esta sección se describen en forma general las metodologías utilizadas para la realización de la presente Tesis. Los detalles particulares a cada sector se describen en los capítulos correspondientes y en sus anexos.

En primer lugar se compiló y actualizó la información geológica de base de cada región en un sistema de información geográfica por medio del software *ArcGIS 10 desktop*. Allí se agregaron imágenes satelitales obtenidas de distintas fuentes y sensores. La cobertura de imágenes consistió en generar un mosaico de varias escenas *Landsat 7 ETM+* (7 bandas) para una cobertura regional de la zona, y también de imágenes *Aster LIA* para sectores particulares, con el objeto de visualizar con mayor resolución y de manera multiespectral la superficie de las áreas analizadas (14 bandas). Para observar cuestiones morfológicas de detalle se utilizaron las imágenes de mayor resolución como las *SPOT* e *IKONOS* disponibles a través del programa *Google Earth*. Las imágenes *Aster LIA* se obtuvieron gratuitamente a partir de la afiliación al programa Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) perteneciente a la NASA y al USGS, mientras que las imágenes *Landsat ETM+* se descargaron de la base de datos *GloVis* (<http://glovis.usgs.gov/>). Como base topográfica se utilizaron los modelos de elevación digital de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) versión 4.1 (sin huecos de información) con ~90 m (3 *arc second*) de resolución horizontal y error vertical menor a ± 16 m. En conjunto con la recopilación minuciosa de la bibliografía previa, así como información inédita de la industria petrolera (YPF S.A), se incluyeron datos e informes de pozo y líneas sísmicas 2D obtenidas en la década del 80', reprocesadas recientemente, cartas geológicas del servicio geológico y minero (SEGEMAR) y trabajos finales de licenciatura realizados en el área. De esta manera se preparó la base de datos que serviría para organizar la logística de los trabajos de campo.

Se realizaron 6 de campañas que consistieron en detallados relevamientos geológicos y estructurales y cuya duración promedio fue de 20 días, dos de las cuales fueron acompañadas de adquisición de datos geofísicos. En general las campañas consistieron en la documentación de observaciones geológicas, levantamiento de perfiles estratigráficos en lugares específicos, mapeo detallado de las estructuras y orientaciones de los bancos y fallas, adquisición de muestras para posterior datación o análisis y adquisición de datos estructurales.

En particular, se han datado muestras correspondientes a las secuencias sintectónicas identificadas en sector interno la Cordillera Norpatagónica, en el sector del cerro Plataforma (ver Capítulo 3). Para ello se enviaron tres muestras al laboratorio de la

Universidad de Washington State para realizar análisis geocronológicos en zircones de rocas sedimentarias por el método LA-ICP-MS U-Pb (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Este método permite hacer inferencias sobre la procedencia de las sucesiones sedimentarias y establecer edades máximas de sedimentación. Las muestras seleccionadas correspondieron a sucesiones marinas terciarias de edad indeterminada en forma previa ubicadas en el cerro Plataforma y también a secuencias marinas pre-cretácicas (según relación estratigráfica) observadas al oeste de dicho cerro, en la provincia de Chubut. El muestreo consistió en elegir bloques de areniscas medianas a gruesas entre 5 y 10 kg. Luego en el laboratorio se trituraron, molieron y tamizaron para la obtención de los zircones. Estos luego fueron montados en resina epoxy y pulidos para ser analizados por el método de cátodo luminiscencia en el laboratorio MCal de la Universidad de Idaho para detectar impurezas y visualizar la complejidad interna de los zircones. Los resultados de los análisis geocronológicos U-Pb por el método de ablación fueron graficados por medio del software *Isoplot 3.6* (Ludwig, 2008).

De la confección de la base bibliográfica y del sistema de información geográfica se desprende la compilación de los datos geocronológicos existentes en el área, en particular de las unidades cenozoicas de manera de caracterizar temporal y espacialmente los procesos que ocurrían en el retroarco al momento de la deformación.

Para conocer la geometría sub-superficial de las áreas de estudio se llevó a cabo un análisis gravimétrico regional, para el cual se utilizaron dos gravímetros en la adquisición de datos: i) Scintrex CG5 autograv gravimeter, con una precisión $\pm 0,005$ mGal, y un ii) LaCoste & Romberg G-981 con una precisión de $\pm 0,01$ mGals. Las determinaciones gravimétricas fueron referidas al sistema IGSN71 (*Internacional Gravity Standardization Net 1971*). Estas determinaciones fueron acompañadas por datos altimétricos adquiridos mediante la utilización de posicionamientos geodésicos satelitales en modo diferencial utilizando como instrumento el GPS Trimble 4400. Los datos obtenidos fueron integrados a la base de datos del "Instituto Geofísico y Sismológico Volponi" (IGSV) logrando una cantidad mayor a 7.500 puntos de medición para la región de los Andes Norpatagónicos y sur de la cuenca Neuquina y alrededor de 3.500 valores para el ámbito del sur mendocino. La base de datos gravimétrica del IGSV está compuesta a su vez por las bases de datos provenientes del Instituto de Física de Rosario (IFIR) y datos derivados de acuerdos con YPF (Argentina). Otras fuentes complementarias comprenden los datos de la Universidad de Berlín y de Kiel confeccionada por el Dr. H. Götze y las bases de datos compiladas por el Dr. Araneda en Chile que integran actualmente las bases de datos del IGSV. A partir de estos datos y por medio de la utilización del software *Oasis Montaj 7.1* se obtuvieron mapas de residuales de la anomalía de Bouguer, filtrando las anomalías de gran longitud de onda, al aplicar y descontar prolongaciones ascendentes. Adicionalmente, se realizaron inversiones de basamento, Moho y espesor elástico a partir de modelos de densidades específicos para estos sectores de los Andes y cuyos procedimientos se detallan en sus

respectivos capítulos. Estos datos permitieron caracterizar de manera cualitativa la estructura a distintas escalas y visualizar la disposición y geometría de los depocentros sedimentarios y volcánicos, así como inferir la geometría profunda del Moho.

Para el sector Norpatagónico también se utilizaron datos magnetométricos derivados de datos satelitales y aeromagnéticos (Maus et al., 2007) para inferir la estructura termal de la corteza del sector Norpatagónico a partir del cálculo de la profundidad del punto de Curie (ver Capítulo 4).

Una vez realizadas las tareas de campo y las posteriores tareas de gabinete, que consistieron en la realización de mapeos de detalle e incorporación a la base de datos de los datos estructurales y analíticos, se confeccionaron una serie de transectas estructurales cuyo balanceo se realizó utilizando la suite de programas *Move*® (Midland Valley Ltd.). Para ello se traspasaron los datos integrados en el sistema de información geográfica adaptando su formato al del software *Move*®. Allí se visualizaron en conjunto los datos de pozo y las líneas sísmicas 2D en formato *segy* existentes en cada sector de estudio. Previamente a la confección de las secciones estructurales, se interpretaron las líneas sísmicas en tiempo de ida y vuelta (TWT), comparándolas con datos de superficie y de pozo donde los hubiera. Una vez interpretadas las líneas sísmicas se procedió a convertirlas a profundidad por medio de un método interactivo de conversión 2D que incluye el programa *2DMove*® utilizando velocidades interválicas para las secciones definidas a partir de datos de pozo (Figura 1.3). La conversión es llevada a cabo a partir del uso de la ecuación estándar:

$$Z = V_0(e^{kt} - 1)/k$$

Donde:

Z: es el espesor de la capa en metros.

V_0 : es la velocidad al tope de la capa en m/seg.

k: es la tasa de cambio de velocidad con respecto al incremento en profundidad.

t: es el tiempo de ida para el espesor de la capa en seg.

También en algunos casos se proyectaron las líneas sísmicas 2D cuya orientación no coincidía con la orientación elegida para las secciones estructurales, como por ejemplo en el sector del sinclinal David (ver Capítulo 4) en donde la línea sísmica tiene una orientación E-O pero la sección tiene una orientación NEE-SOO, en función de la orientación de las principales estructuras y actitudes. La proyección hacia el plano de la traza de sección se realizó en forma paralela al rumbo promedio de las estructuras. Así

mismo, se proyectaron los datos estructurales superficiales con continuidad lateral dentro de un área próxima a las secciones.

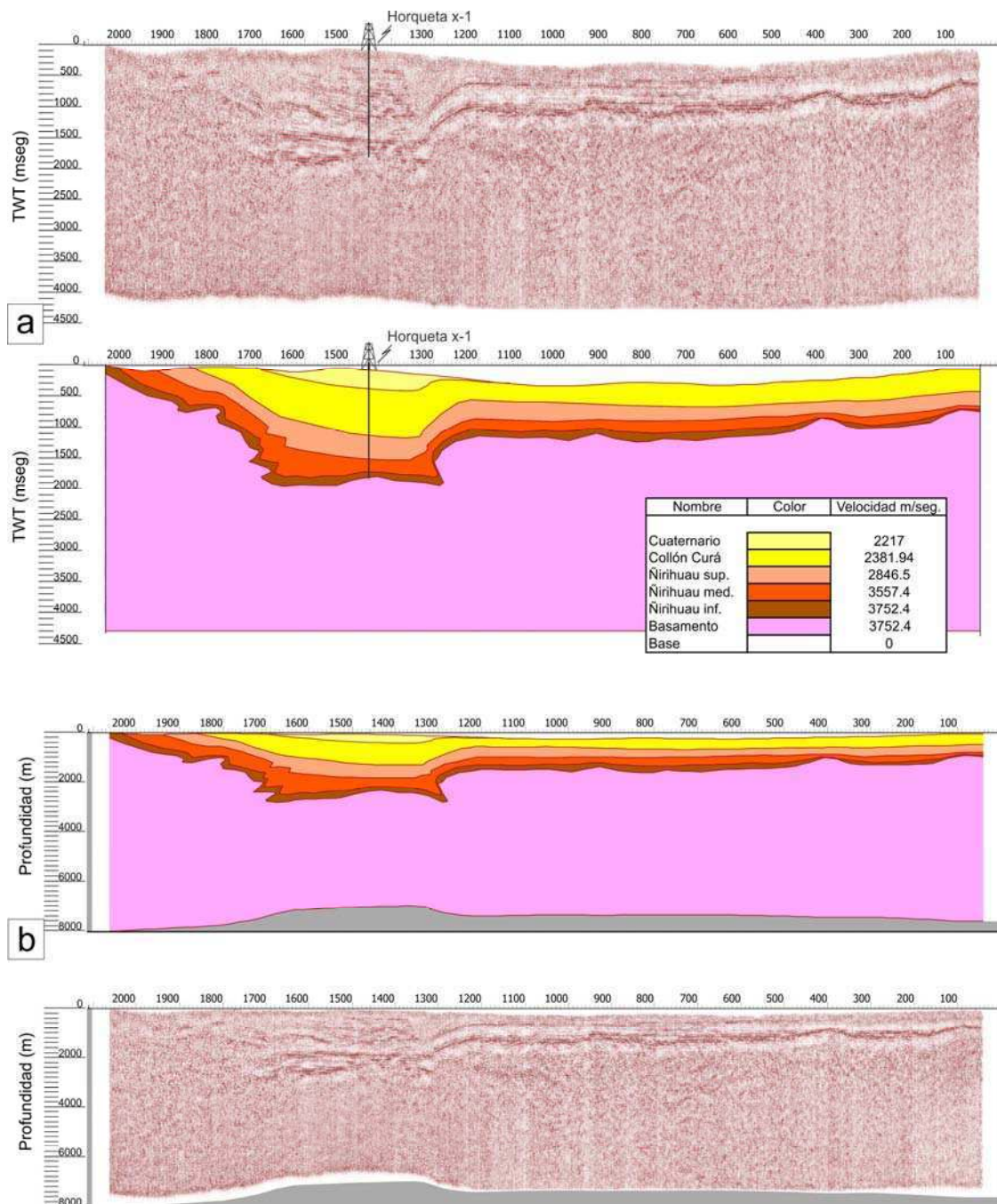


Figura 1.3. Procedimiento para convertir en profundidad a las líneas sísmicas 2D. a) Línea sísmica en formato *segy*, en tiempo (mseg). Para convertir en profundidad se utiliza como dato la interpretación de los topes de las unidades y la asignación de velocidades intervállicas a partir de datos de pozo. Exageración vertical 2,5x. b) El resultado corresponde a una línea sísmica convertida a profundidad. Sin exageración vertical (escala 1:1).

Una vez volcados todos los datos para la confección de las secciones y su interpretación en profundidad se procedió al balanceo de las estructuras para su posterior restauración mediante distintos algoritmos incluidos en el software *Move*®. El objetivo de balancear las secciones es poder caracterizar la estructura y por ende la historia de deformación de una región. Esto se consigue por medio de la búsqueda de una solución válida, que sea por lo tanto viable a partir de su restauración al estado no deformado cumpliendo con ciertas reglas geométricas y asumiendo premisas como la conservación de longitud de capas y/o área. En particular para este trabajo se utilizaron distintos procedimientos y algoritmos de restauración (Figura 1.4), que consistieron en herramientas cinemáticas aplicadas al bloque colgante en función de la geometría de la falla o por medio de un “desplegamiento” (*unfolding*) a partir de un horizonte guía (*template*). Dentro de las herramientas cinemáticas ó *move-on-fault* utilizadas se encuentran el algoritmo *fault parallel flow* (Egan et al., 1997), *inclined shear* (Verall, 1981; Withjack y Peterson, 1993) y *Trishear* (Erslev, 1991). El algoritmo de *flexural slip* considera el deslizamiento interstratal entre los bancos (Figura 1.4a). Esta herramienta permite conservar el volumen y la longitud de los bancos del bloque colgante, conservando también el espesor verdadero de los bancos. El método funciona desplegando una superficie guía a un *datum* o nivel regional (Figura 1.4a). En cambio, el algoritmo de *fault parallel flow* (Figura 1.4b) asume un flujo de las partículas del bloque colgante paralelo a la superficie de la falla. Este método conserva el área y la longitud de líneas del bloque colgante pero no conserva espesores a menos que se le aplique una cizalla angular. Esta herramienta es útil para modelar fajas plegadas y corridas de piel fina y gruesa, y también se puede utilizar para modelar estructuras extensionales. Otro algoritmo útil para modelar estructuras extensionales es el denominado *inclined shear* ó cizalla inclinada (Figura 1.4c), el cual emplea vectores de cizalla con una determinada inclinación o verticales que indican el sentido de movimiento de los elementos a medida que el bloque colgante colapsa. Este algoritmo se caracteriza por conservar el área del bloque colgante y la longitud de los vectores de cizalla. El uso de este método originalmente se remitía al modelado de fallas normales lítricas pero posteriormente se extendió al modelado de estructuras compresivas. Otro método cinemático es el denominado *trishear*, el cual fue diseñado para modelar cierto tipo de estructuras complejas con limbos curvos donde los estratos se adelgazan en los anticlinales y se engrosan hacia los sinclinales, ya sea para estructuras compresivas o extensionales. Este algoritmo utiliza una zona de cizalla triangular que emana de la punta o *tip point* de una falla que se propaga hacia la superficie. Este método cinemático permite variar parámetros como el ángulo de apertura de la zona de cizalla triangular, su orientación y el factor de propagación-deslizamiento (P/S).

En la construcción de las secciones estructurales se utilizó una combinación de estas herramientas de balanceo de acuerdo a las características de cada sector y estructura en particular, empleando modelados hacia delante (*forward modelling*) o reversos (*reverse modelling*) para ajustar y encontrar la mejor solución para cada estructura específica.

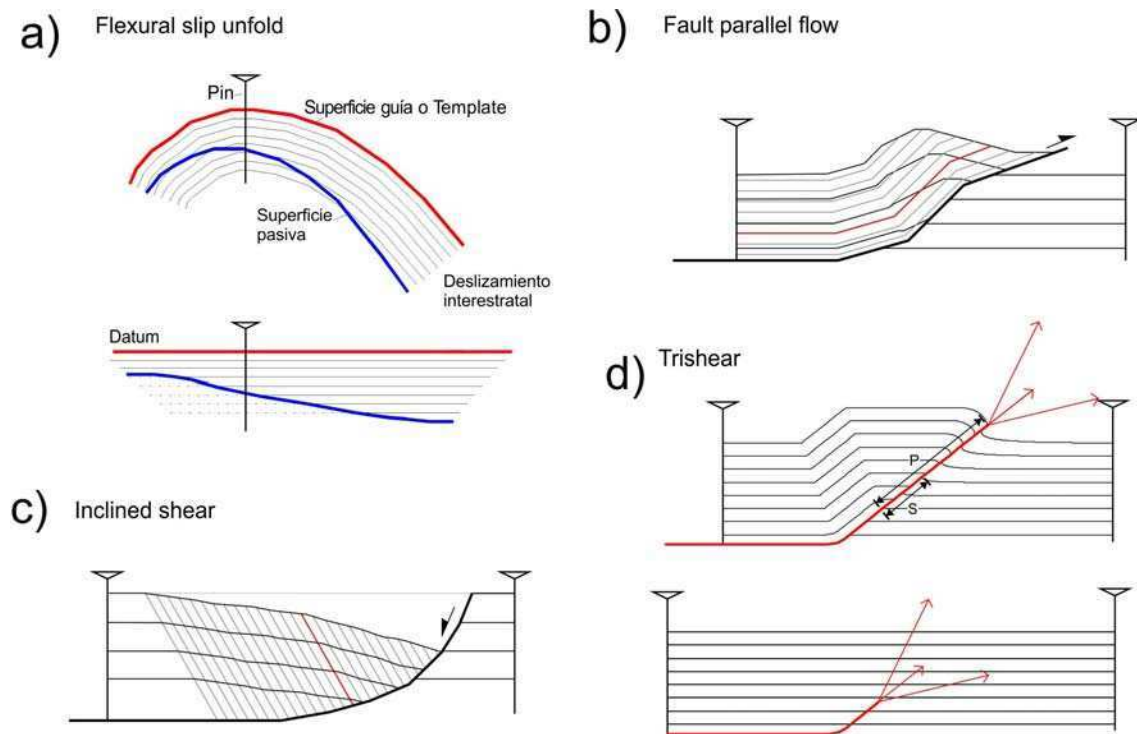


Figura 1.4. Algoritmos de restauración utilizados en la construcción de las secciones estructurales balanceadas. a) *flexural slip unfold*, restitución a partir de una superficie guía por deslizamientos interestratales; b) *fault parallel flow*, flujo paralelo al plano de falla; c) *inclined shear*, la longitud de los vectores de cizalla se mantiene constantes; d) *trishear*, utiliza una zona triangular de cizalla y el factor P/S de deslizamiento (S) y propagación (P).

1.4 Dinámica de las zonas de subducción

La dinámica de subducción de un orógeno tipo andino o no-colisional (Dewey y Bird, 1970) es fuertemente dependiente de la geometría, la reología y el acople existente entre la placa oceánica que se subduce y la placa superior, así como la configuración particular del sistema de subducción a lo largo del tiempo y el efecto que tenga este proceso en el flujo mantélico y viceversa. Por lo tanto, el régimen tectónico en la placa superior sería el resultado de la combinación y la magnitud de estas variables (Jarrad, 1986; Daly, 1989; Oncken et al., 2006). Por otra parte, Daly (1989) estableció una correlación simple (considerando un sistema de referencia independiente a las placas) entre el régimen tectónico y la velocidad absoluta de la placa superior y la losa que se subduce (Figura 1.5). Al aplicar estas relaciones al orógeno andino se desprende que la velocidad absoluta de la placa superior es un factor de primer orden en la generación de deformación en el retroarco (Ramos, 1999; Oncken et al., 2006).

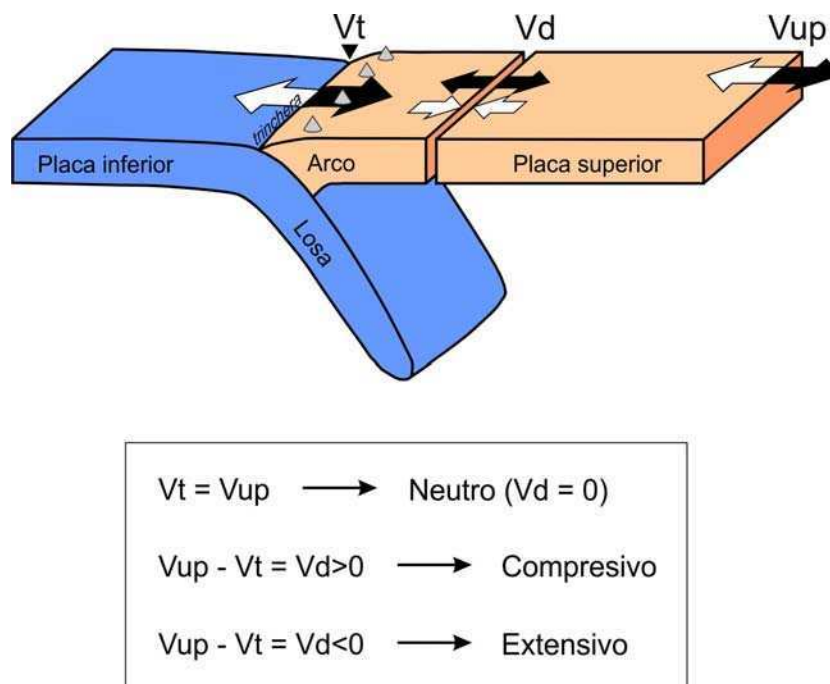


Figura 1.5. Esquema del patrón estructural de las zonas de subducción y regímenes tectónicos en función de la convergencia relativa de las placas (modificado de Daly, 1989; Heuret y Lallemand 2005). V_{up} : movimiento absoluto de la placa superior (normal a la trinchera), V_t : movimiento absoluto de la trinchera, V_d : tasa de deformación del retroarco. Las flechas blancas y negras se presentan por convención como velocidades positivas y negativas respectivamente.

Si bien estos parámetros explicarían a gran escala los regímenes tectónicos en un sistema como el de los Andes, éstos no llegan a explicar procesos de deformación más localizados en ciertos sectores en la placa superior. Para ello es necesario contemplar otros factores como por ejemplo la colisión de dorsales asísmicas o zonas de fractura, factores climáticos variables a lo largo del margen (Lamb y Davis, 2003), la erosión cortical y su relación con las trincheras hambrientas o colmatadas en el acople en la interfaz de las placas (Sobolev y Babeyco, 2005), entre otros.

La edad y la tasa de convergencia de la litósfera oceánica que se subduce no solo afectaría la estructura termal del sistema de subducción, sino también otros factores como la geometría de la zona de acoplamiento y el ángulo de la zona de Benioff. En particular, el ángulo de subducción estaría determinado por la flotabilidad de la losa (en función de su edad y su espesor), el movimiento absoluto de la placa superior (Cross y Pilger, 1982) y el flujo inducido en la cuña astenosférica por el efecto de retracción de la propia losa. Pero también, existen factores de mayor escala, como por ejemplo la orientación (inclinación) de la zona de subducción con respecto al flujo principal hacia el este del manto superior (Doglioni et. al, 1999; 2009; Schellart y Lister, 2004), haciendo que las zonas de subducción con polaridad hacia el oeste presenten en promedio mayor ángulo que las que inclinan hacia el este como el sistema andino.

Dentro de la variabilidad de los distintos parámetros que controlarían la geometría de subducción, se han propuesto distintos mecanismos para el desarrollo de zonas de subducción somera hasta horizontal. Los factores son variados y no están del todo cuantificados como para establecer cual es el factor dominante. Sin embargo, por medio de análogos actuales como el del *flat slab* Pampeano, generado a partir de la subducción de una dorsal asísmica, se desprende que la flotabilidad de la losa oceánica subducida juega un rol preferencial, así como una alta convergencia relativa entre las placas.

Sin embargo, la flotabilidad variable de la losa no alcanzaría a explicar el desarrollo de *flat slabs* en el margen andino. Si bien éstos se producen en sectores donde colisionan dorsales asísmicas como la de Juan Fernández y Nazca (Figura 1.1a), no todas las dorsales asísmicas se correlacionan con procesos de subducción somera. Por ejemplo el caso de la dorsal de Iquique que siendo tan importante en términos de superficie como la de Juan Fernández no produce un *flat slab*.

La presunción de que factores adicionales a la mera flotabilidad anómala de la litósfera oceánica subducida producirían los efectos mencionados se basa en el espesor cortical cercano al margen en estos sectores alcanza valores de ~100 km producto del apilamiento tectónico en la placa superior y la corteza oceánica de composición basáltica tendería a transformarse a eclogita más densa en esas profundidades, lo que limitaría la flotabilidad para mantener la somerización continente adentro. Así, factores adicionales son necesarios para explicar estos sistemas. Entre los mismos, ha tomado recientemente impulso, el incremento en la succión en la cuña astenosférica, que podría constituir una fuerza dinámica que sustente la somerización de las losas oceánicas

subducidas, previniendo su empinamiento (Manea et al., 2012) (Figura 1.6). Este efecto puede ser intensificado por la presencia de raíces litosféricas profundas (>150 km) que restringirían la inyección del material astenosférico de baja viscosidad hacia la cuña astenosférica, generando un espacio de baja presión en el cual podría somerizarse la losa oceánica al ser aplanada por la placa superior (O'Driscoll et al., 2012). La succión también se incrementaría con el aumento la velocidad de subducción, y la disminución de la viscosidad de la cuña astenosférica y su estrechura, relativa a la cercanía de una litosfera continental gruesa (Manea y Gurnis, 2007; Manea et al., 2012). El movimiento hacia la trinchera de la placa superior, con una litósfera engrosada a modo de quilla, reduciría progresivamente la cuña astenosférica aumentando dicha succión. A su vez, estos modelos explicarían el empinamiento de la losa producto del empuje del flujo que se produce cuando la trinchera avanza o permanece estacionaria (Figura 1.6).

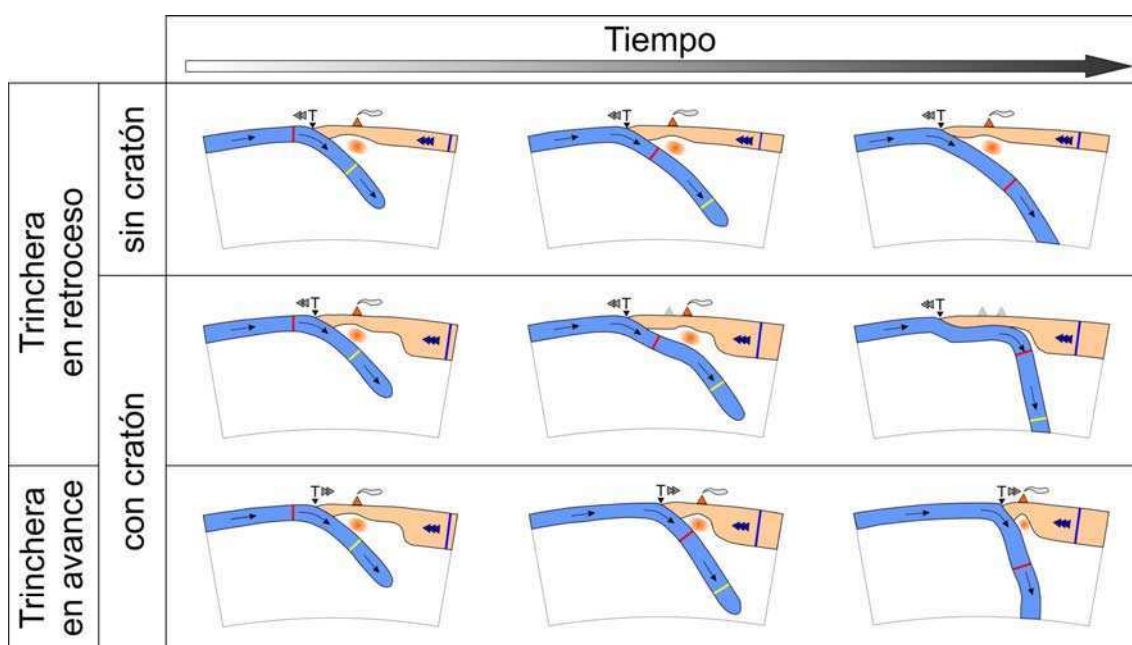


Figura 1.6. Modelos conceptuales de la evolución de la subducción de una litosfera oceánica por debajo de continente que se mueve en dirección hacia la trinchera, con o sin cratón asociado y con o sin *trench roll back* asociado (modificado de Manea et al., 2012).

Las reorganizaciones de placas impactan en la variación de los esfuerzos horizontales a los cuales éstas se someten. El cambio de manera relativamente abrupto del movimiento absoluto de las placas tectónicas, tanto en su dirección como en su velocidad, puede provocar la variación de las tasas de convergencia en los límites destructivos, generando importantes variaciones en los regímenes deformacionales registrados. En particular la reorganización del Oligoceno que es la última reorganización a nivel global, ha sido atribuida a una serie de colisiones continentales, asociadas al cierre del Tethys, como la

colisión de Arabia-India contra Eurasia (Silver et al, 1998; Husson et al., 2008) y otras propuestas como la colisión del Plateaux de Java-Ontong contra la trinchera de la Melanesia (Oceanía) para la reorganización a gran escala del sistema Pacífico (Knesel et al., 2008). Este tipo de reorganizaciones modifican abruptamente la dinámica de las distintas zonas de subducción. En el caso del orógeno andino a partir de los 27-25 Ma se ha observado una alta tasa de convergencia ($\sim 12-15$ cm/a) y un cambio en la dirección de subducción desde una de alta oblicuidad hacia una cuasi-ortogonal al margen (Cande y Leslie 1986; Somoza, 1998; Müller et al., 2008, ver Capítulo 4).

Posteriormente la tasa de convergencia habría decaído significativamente hasta llegar a los valores actuales (~ 7 cm/a), lo cual ha sido atribuido a distintos factores como un mayor acoplamiento producto del desarrollo de los *flat slabs* Pampeano y Peruano (Figura 1.1b) o al producto de la carga tectónica por el propio crecimiento del orógeno. En cambio, Quinteros y Sovoleb (2012) han planteado a partir de modelos numéricos que esta alta tasa de convergencia puede ser atribuida al comportamiento de una losa que se empieza a subducir a una alta velocidad producto del *slab-pull* ejercido en la zona de transición del manto a los 410 km. Este empuje sería producto de los cambios de fase que ocurren en esa zona donde se pasa de la estructura mineralógica de la olivina a la del espinelo, más densa, de manera exotérmica, por lo que en la losa el cambio se produciría a menor profundidad que en el manto circundante. Luego, la reducción de velocidad estaría relacionada a la interacción con la transición de ~ 660 km, en donde se desarrolla una fuerza de flotabilidad debido a que el cambio de fase de estructura mineralógica de espinelo a perovskita que a diferencia de la transición de 410 km es endotérmico, lo que impediría que las losas penetren fácilmente esta discontinuidad. Por otro lado, las geometrías resultantes de las interacciones de las losas con estos límites y en especial con el límite de ~ 660 km (Figura 1.7) no solo dependerían del contraste de densidades entre las losas y el manto, sino también de la rigidez de las mismas, del *trench roll back* y del propio efecto de borde al atravesar estas discontinuidades (Billen, 2008). La rigidez de las losas varía en función de la edad de las mismas y sería directamente proporcional a su estado termal. Los efectos pueden ser variados, e incluso considerando factores dinámicos como las velocidades absolutas de las placas, podrían ser un mecanismo adicional que determine una somerización o un empinamiento de la losa oceánica subducida (Billen, 2008).

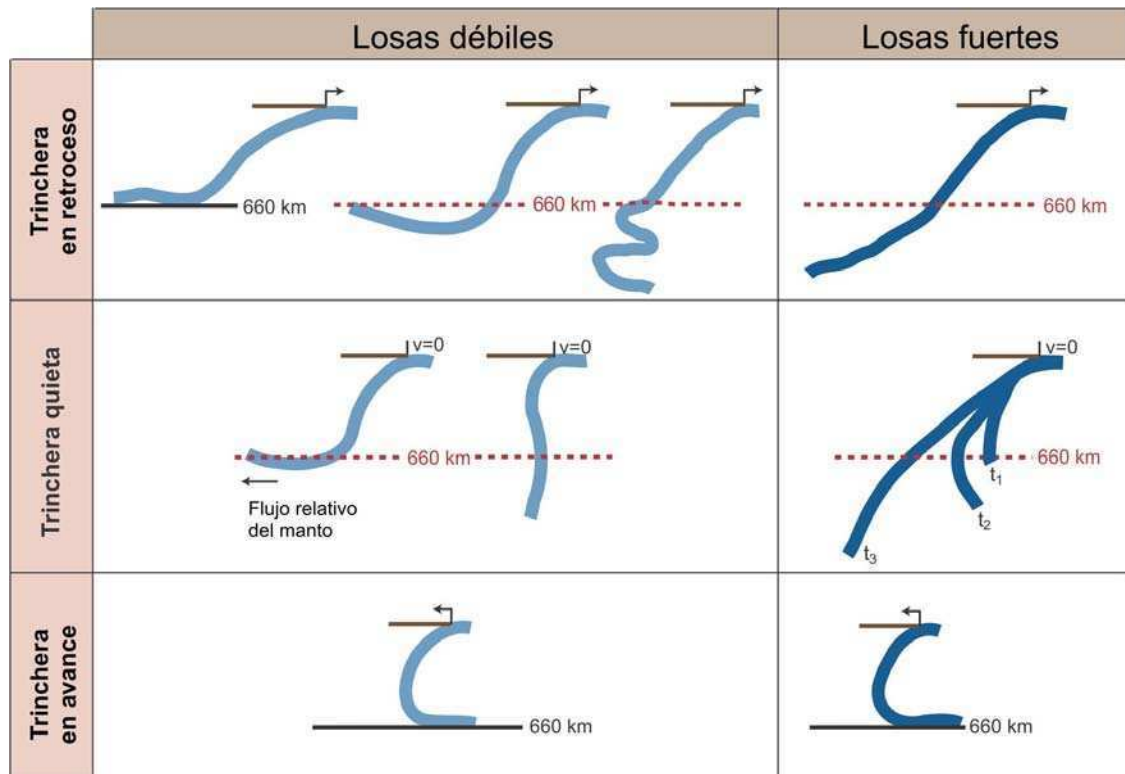


Figura 1.7. Esquemas de diferentes morfologías de subducción obtenidas a partir de modelos numéricos y análogos en donde se contemplaron los efectos de la rigidez de la losa, el *trench roll back* y los efectos de borde en la transición de ~ 660 km (modificado de Billen, 2008). La línea negra a los 660 km representa el límite del modelo, mientras que la línea roja punteada representa un cambio en las condiciones de viscosidad o estructura de densidad.

2 CONTROLES ESTRUCTURALES VARIABLES EN EL TIEMPO EN LOS ANDES CENTRALES AUSTRALES (~36°S)*

Resumen

Los Andes Centrales Australes a los 36°S han sido reconocidos como una faja orogénica en donde la contracción, principalmente acomodada por estructuras de basamento, está asociada a la inversión de un sistema extensional del Triásico Tardío - Jurásico Temprano. Basándose en una sección estructural, construida a partir de datos de campo, líneas sísmicas 2D, datos de pozo y el procesamiento de anomalías de Bouguer, se propone una evolución tectónica polifásica. En el sector occidental, a lo largo del eje cordillerano, estructuras de basamento con orientación NO a NNO fueron invertidas y la transferencia de acortamiento a la cobertura habría producido el desarrollo de una serie de angostas fajas frontales de piel fina y de orientación N-S. La transferencia de acortamiento es controlada por el despegue principal del Jurásico Tardío. Estas estructuras coinciden con bajos de anomalías gravimétricas que cortan de manera oblicua al eje estructural andino. Hacia el este del dominio de inversión, por debajo de las fajas frontales de deformación de piel fina, la información sísmica revela depocentros cuneiformes del Triásico Tardío que no experimentaron una inversión significativa. Más hacia el este, bloques de basamento doble-vergentes definen el frente orogénico emergente Andino a estas latitudes. Estas estructuras contraccionales truncan anomalías gravimétricas definidas por anisotropías de basamento, indicando que no están relacionadas a inversión tectónica, a diferencia del dominio occidental. Fueron distinguidas dos fases contraccionales. La más antigua es de edad cretácica tardía, inferida a partir de relaciones de onlap en los estratos del Cretácico Superior identificados en perfiles sísmicos. Estas secuencias tienen una edad máxima de 97 Ma, fecha inferida a partir de edades U/Pb en circones detríticos publicadas en estudios previos en el área. En contraste, el sector oriental fue deformado principalmente en el Mioceno, dato inferido por estratos sinorogénicos más jóvenes que 18 Ma. Además, los mecanismos estructurales variaron temporalmente en cada sector en particular. Mientras que la tectónica contraccional cretácica tardía fue generada por estructuras de basamento asociadas a inversión tectónica y con deformación de piel fina subordinada, se propone que la deformación del Mioceno Tardío fue controlada principalmente por estructuras de basamento asociadas a transiciones frágiles-dúctiles en la corteza superior sin mayor influencia de estructuras previas. Este hecho puede ser explicado por un flujo termal elevado que afectó al retroarco en los últimos 17 Ma debido a una expansión oriental del arco durante un régimen de subducción somera.

Palabras clave: Andes Centrales; Faja plegada y corrida de Malargüe; Inversión tectónica; Transiciones frágiles-dúctiles; Frente orogénico; Cuenca de antepaís; Argentina.

Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (~36°S)***Abstract**

The Southern Central Andes at 36°S have been recognized as an orogenic belt where contraction, accommodated mainly by basement structures, is associated with the inversion of a Late Triassic – Early Jurassic extensional detachment. Based on a structural cross-section, constrained by field data, 2D seismic and bore-hole information, and the processing of Bouguer anomalies, here is proposed a polyphasic tectonic evolution. In the westernmost sector, along the axis of the Cordillera, NW to NNW basement structures were inverted transferring shortening to the sedimentary cover developing a series of frontal narrow N-trending thin-skinned belts. This slip transfer is controlled by the Late Jurassic main detachment. These structures have low gravity anomalies that cross obliquely the main Andean trend. East of this inversion domain, beneath the frontal thin-skinned belts, seismic information reveals that Late Triassic wedge-like depocenters did not experience substantial inversion. To the east double-vergent basement blocks define the Andean emergent orogenic front at these latitudes. These contractional structures truncate gravity anomalies defined by basement discontinuities, indicating that they are not related to tectonic inversion, in contraposition to the westernmost domain. Two contractional phases were distinguished. The oldest is Late Cretaceous in age, as inferred from onlap relations in Late Cretaceous strata identified in seismic lines. These successions have a maximum age of 97 Ma as inferred by U/Pb in detrital zircons published in previous studies in the area. Contrastingly, the easternmost sector was mainly deformed in Late Miocene times as inferred from less than 18 Ma old synorogenic deposits. Moreover, contractional mechanisms varied through time for each specific sector. While Late Cretaceous contractional tectonics was generated by tectonic inversion and subordinate thin-skinned deformation, it is proposed that Late Miocene deformation was controlled mainly by brittle-ductile transitions at the upper crust with no major influence of previous structures. This fact can be explained by a higher thermal flux achieved in the retroarc area in the last 17 Ma due to the eastward arc expansion during a shallow subduction regime.

Key words: Central Andes; Malargüe fold and thrust belt; Tectonic inversion; Brittle-ductile transitions; Orogenic front; Foreland basin; Argentina.

* Este Capítulo fue publicado como:

* This Chapter was published as:

Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M., Ramos, V.A., 2012a. Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (~36°S). *Andean Geology* 39, 220–241.

2.1 Introducción

La pendiente oriental de los Andes Centrales australes entre los 34°15' y los 38°S corresponde al desarrollo de la faja plegada y corrida de Malargüe (FPC Malargüe). Este segmento se asocia con un régimen de subducción normal actualmente, mostrando un magmatismo de arco bien desarrollado ubicado en la divisoria de aguas y la pendiente occidental de los Andes (Stern, 2004; Kay et al., 2005). Sin embargo, este régimen se habría establecido hace sólo 5 Ma después de un régimen de subducción somera en el área (Kay et al., 2006). A los 17 Ma, el magmatismo de arco frontal migró hacia la pendiente oriental de los Andes a estas latitudes (Spagnuolo et al., 2008, 2012) y posteriormente entre los 14-7 Ma se trasladó hacia la zona del antepaís, al este de la FPC de Malargüe. Este régimen de subducción somera fue establecido en un principio por la identificación de rocas derivadas de un arco magmático emplazadas continente adentro a más de 500 km de distancia desde la trinchera (Bermudez et al., 1993). El intervalo temporal de este magmatismo fue determinado entre 14 y 4 Ma a partir dataciones K/Ar en aquellos centros mesosilíceos orientales (Litvak et al., 2008; Spagnuolo et al., 2008, 2012). Coincidentemente, el último episodio contraccional que afectó a la zona del retroarco oriental y el antepaís se produjo principalmente entre los 17 y 8 Ma al momento de la expansión hacia el este del arco (Kay et al., 2006; Spagnuolo et al., 2008; Litvak et al., 2008). Recientemente Turienzo et al., (2010) describen deformación contraccional cuaternaria fuera de secuencia respecto de la deformación neógena descrita asociada al levantamiento de la cordillera Principal.

Durante las últimas décadas se ha desarrollado una controversia en torno a los mecanismos vinculados a la construcción de la vertiente oriental de los Andes a estas latitudes. Desde entonces, su construcción ha sido relacionada a diferentes procesos, entre los cuales i) el desplazamiento absoluto de la placa Sudamericana hacia la trinchera Chilena fue considerado el factor principal en el control de la deformación (Somoza, 1998; Somoza y Zaffarana, 2008); mientras otras teorías complementarias invocaron a ii) las variaciones en las propiedades termales de la corteza como factor que favorecería el colapso lateral (acortamiento) (James y Sacks, 1999). Los mecanismos relacionados a anisotropías estructurales, usualmente han sido relegados a un control de segundo orden. A pesar de que el rol de la inversión tectónica de los sistemas de rift triásicos-jurásicos tempranos (Figura 2.1) ha sido destacado como un control importante en el desarrollo de láminas de corrimiento en este sector (e.g. Manceda y Figueroa, 1995; Zapata et al., 1999), otros estudios indican que la generación de fallas primarias de basamento, asociadas al desarrollo de transiciones frágiles-dúctiles, es el mecanismo principal para la construcción de relieve (Ramos et al., 2002; Giambiagi et al., 2009; Turienzo, 2009; 2010).

Este trabajo, a través de una descripción detallada de la geología superficial, más el análisis de información sísmica, de pozo y gravimétrica, registrados en el retroarco andino entre los 35,5°-36,5°S, intentará discutir y abordar estos tópicos. Para ello, por medio de la descripción de los diferentes mecanismos contraccionales, se propondrá una cronología de la deformación para la cuña orogénica.



Figura 2.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio y de los depocentros extensionales del Triásico Tardío-Jurásico Temprano de la cuenca Neuquina y sistemas de rift adyacentes. Nótese la ubicación del área de estudio con respecto al sistema de rift de la sierra Azul interpretado como asociado a una serie de estructuras con orientación NO. Los sistemas de rift son indicados en celeste oscuro junto con las fallas o estructuras extensionales principales, mientras que los sistemas de rift por fuera del engolfamiento son indicados en tonos de gris que muestran de manera cualitativa los espesores variables de los depocentros y cuencas (modificado de Charrier et al., 2007; Mosquera y Ramos, 2006; Mpodozis y Ramos, 2008; Bechis, 2009).

2.2 Marco geológico

Las exposiciones de rocas más antiguas en el área de estudio en la pendiente oriental de los Andes (Figura 2.1) corresponden a rocas permo-triásicas riolíticas-dacíticas efusivas e intrusivas del Grupo Choiyoi (Stipanovic et al., 1968) intercaladas con sucesiones clásticas (Figura 2.2). El Grupo Choiyoi en conjunto con rocas metamórficas, volcánicas y plutónicas más antiguas no expuestas localmente constituyen el basamento económico de esta faja deformacional. Durante el Triásico Tardío - Jurásico el margen de Gondwana fue sometido a un régimen tectónico extensional permitiendo la acumulación de depósitos marinos y continentales en los sectores contiguos al arco magmático (Figura 2.2) (Mancada y Figueroa, 1995) conformando depocentros aislados. Estos han sido vinculados a la reactivación de anisotropías previas (Figura 2.1) heredadas de la amalgamación paleozoica que habría ocurrido en el área (Ramos, 1989; Mpodozis y Ramos, 2008). Estos depósitos de sinrift han sido cubiertos por sucesiones de plataforma del Jurásico Medio al Cretácico Inferior depositadas durante un periodo de subsidencia termal (Figura 2.2). La instauración de un régimen compresivo desde tiempos cretácicos tardíos (Tunik et al., 2010) coincide con periodos de alta movilidad y de reorganización de placas tectónicas (Somoza, 1998; Somoza y Zaffarana, 2008) que habrían controlado la paleogeografía cretácica tardía a cenozoica.

Las sucesiones no marinas del Cretácico Superior (Figura 2.2) exhiben un carácter sinorogénico definido por i) la presencia de estratos de crecimiento (Orts y Ramos, 2006), ii) secuencias condensadas por encima de las principales estructuras compresivas (Bettini et al., 1978; Galarza et al 2009; Mescua et al., 2013), junto con iii) la presencia de poblaciones de circones detríticos del Jurásico Temprano-Cretácico Tardío, ausentes en las secciones inferiores, derivados de una fuente relacionada a un arco magmático contemporáneo ubicado en los Andes principales hacia el oeste (Tunik et al., 2010). Desde el Cretácico Tardío más alto (Maastrichtiano) hasta el Paleoceno el frente andino fue inundado por la primera ingresión atlántica registrada en este sector desde el desmembramiento del Gondwana (ver Aguirre-Urreta et al., 2008, para una síntesis reciente). Esta transgresión dio lugar a la depositación de las sucesiones marinas de la parte basal del Grupo Malargüe (Figura 2.2) a través de un corredor angosto potencialmente asociado a una flexión litosférica producto de la carga orogénica. En la zona de estudio, los afloramientos del Grupo Malargüe se encuentran de manera aislada desde el frente orogénico (Figura 2.3a) hacia el sector más occidental adyacente a la divisoria de aguas, sugiriendo que una porción importante de la pendiente oriental de los Andes fue construida a estas latitudes después del Paleoceno.

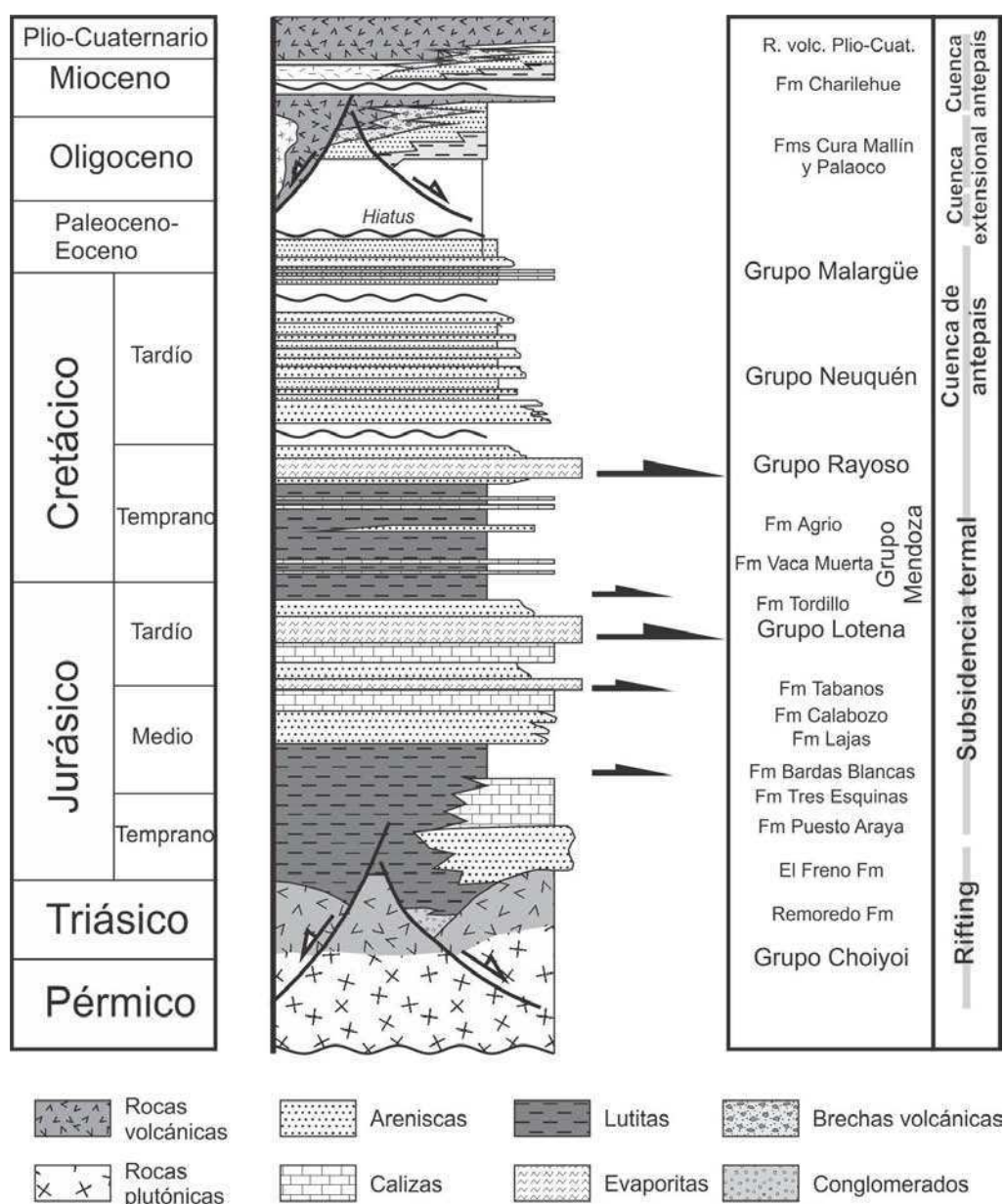


Figura 2.2. Columna estratigráfica generalizada del sector de la FPC de Malargüe (~36°S) donde se muestran las unidades litoestratigráficas más importantes y los niveles de despuegue principales que actuaron durante la estructuración andina.

Una discordancia angular separa a los estratos del Grupo Malargüe de las pilas volcánicas de composición basáltica a basandesítica de la Formación Palaoco (*sensu* Gonzalez Diaz, 1979). Estas sucesiones volcánicas han sido datadas por distintos métodos y han arrojado edades comprendidas entre 27-17 Ma (Gonzalez Díaz, 1979; Ramos y Barbieri, 1989; Nullo et al., 2002; Kay et al., 2006; Silvestro y Atencio, 2009). Esta discordancia que separa a estas unidades indica la existencia de un episodio de construcción de relieve previo a los ~30 Ma. La Formación Palaoco ocupa el área interpuesta entre el frente orogénico emergente en valle del río Grande y el antepaís. Hacia el oeste, la cuenca de Cura Mallín, que corresponde a una sucesión de rocas volcánicas interdigitadas con sedimentos lacustres y fluviales, se depositó de manera

coetánea entre los 27-15 Ma (Suárez y Emparán, 1995; Jordan et al., 2001; Radic et al., 2002; Radic, 2010). Esta ha sido relacionada a procesos de relajación extensional que afectaron el sector interno de la Cordillera en la vertiente occidental de los Andes, más allá del alcance de este trabajo.

Por último, el Mioceno medio a tardío corresponde a un importante periodo contraccional en los Andes Centrales australes, sustentado por datos de trazas de fisión en la vertiente occidental de los Andes (Spikings et al., 2008) y por el desarrollo de la cuenca de antepaís frontal (cuenca de antepaís del Río Grande) acumulada desde los 18 a los 8 Ma asociada al avance del frente orogénico y al aumento de la carga tectónica en las porciones internas de la pendiente este de los Andes (Figura 2.3) (Silvestro y Atencio, 2009). Adicionalmente, hacía el norte en la FCP de Malargüe, esta importante deformación miocena media a tardía ha sido evidenciada por las relaciones de campo entre las estructuras de la FPC y rocas volcánicas y subvolcánicas miocenas-pliocenas (Giambiagi et al 2008, Turienzo et al 2010, 2012). En la cuenca de Río Grande se apoyan en discordancia angular sobre las secuencias de la Formación Palaoco, una serie de rocas volcánicas correspondientes a la Formación Charilehue (según la denominación de Uliana, 1978) (Figura 2.3) con edades comprendidas entre 17-14 Ma interpretadas como productos del inicio de la expansión de un arco volcánico poco evolucionado que luego habría evolucionado a rocas con características geoquímicas más típicas de un arco evolucionado como aquellas ubicadas en dirección al bloque de San Rafael de edad miocena media-tardía a pliocenas temprana (Litvak et al., 2008; 2009).

Figura 2.3. a) Modelo de elevación digital con relieve sombreado al cual se superpone el residual gravimétrico calculado para el área, con contornos en mGals. Se indican los principales lineamientos delineados a partir de los gradientes gravimétricos (líneas gruesas discontinuas). Estos son interpretados como los límites de los depocentros extensionales triásico tardíos-jurásico tempranos. Nótese un bajo con una orientación NO controlado hacia el este por los lineamientos El Manzano-Liú Cullín y Molle-Poñihue, orientados de manera oblicua al rumbo principal andino. Se indica la traza del frente orogénico deformacional y el frente emergente. También se indica la ubicación de la sección estructural regional (Figura 2.12). b) Base de datos gravimétricos utilizada para este estudio.



2.3 Datos y métodos utilizados

Las secciones han sido realizadas a partir de la combinación de datos geológicos y geofísicos. Los datos geofísicos comprenden información gravimétrica (Figura 2.3), sísmica 2D y de pozo. La compilación de datos estructurales a partir de i) nuevos relevamientos de campo, ii) recopilación de una serie de trabajos finales de licenciatura inéditos realizados a lo largo del ámbito la FPC de Malargüe (Quintana, 2008; Kozlowski, 2008 y Orts, 2009), combinados con iii) estudios precedentes realizados en el área (Bettini et al., 1979; Kozlowski et al., 1993; Manceda y Figueroa, 1995; Nocioni, 1996; Dimieri, 1997) e iv) informes inéditos de YPF S.A., permitió la construcción de un nuevo mapa geológico que refleja la geología de la zona de estudio (Figura 2.4).

Los datos gravimétricos consistieron de un número total de 2.700 nuevas mediciones para el área en cuestión, adquiridas en los últimos años y en el marco de esta Tesis. Estos fueron agregados a la base de datos del Instituto Geofísico y Sismológico “Ing. F. S. Volponi” para alcanzar un total de 4.500 valores gravimétricos (Figura 2.3b), referidos al Sistema IGSN1971. Se utilizaron técnicas clásicas para el cálculo de las anomalías (Blakely, 1995), en particular un gradiente normal de 0.3086 mGal/m para la corrección de aire libre y una densidad de 2.67 g/cm³ para los materiales de corteza superior (Hinze, 2003). Posteriormente, las observaciones gravimétricas fueron reducidas topográficamente, por medio de zonas Hayford que abarcaran zonas circulares con un diámetro de 167 km utilizando el modelo de elevación digital (DEM) obtenido de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) del U.S. Geological Survey y la NASA, a través de técnicas que combinan algoritmos desarrollados por Kane (1962) y Nagy (1966). La grilla de gravedad fue construida utilizando el método de mínima curvatura, el cual es adecuado para regularizar los puntos medidos en el campo con distinto espaciado entre las estaciones sobre una superficie topográfica (Briggs, 1974). Finalmente, se aplicaron diferentes técnicas de filtrado del campo gravitatorio, tales como el análisis de prolongación ascendente calculado a distintas alturas. Por último, se obtuvo como resultado un mapa del residual de la anomalía de Bouguer (Figura 2.3a) producto de la diferencia entre la anomalía observada y una prolongación ascendente llevada a 40 km. Este valor de prolongación ascendente se eligió luego de evaluar distintas prolongaciones ascendentes entre 30 y 50 km, resultando a nuestro criterio la 40 km como la más representativa del campo regional para la región.

La información de subsuelo consiste de una serie de líneas sísmicas de reflexión 2D, adquiridas por BRIDAS S.A.P.I.C. a mediados de los 90's y que luego fueron reprocesadas por YPF S.A., junto con datos de pozo en la pendiente oriental de la sierra Azul y la cuenca de Río Grande.

2.4 Estructura regional subsuperficial a partir de datos de gravedad

El procesamiento de los datos de gravedad permitió aislar las anomalías de corta longitud de onda que representan mayormente a discontinuidades de la corteza superior, relacionadas a contrastes de densidad, producidas por la compleja geometría del basamento. El mapa de residuales gravimétricos muestra valores comprendidos entre -65 y -10 mGal (Figura 2.3a). Allí se pueden identificar dos zonas principales separadas por la definición del frente orogénico: i) los valores más altos (menores en módulo), correspondientes al primer sector individualizado, están localizados hacia el este en el área del antepaís, al este del frente orogénico (Figura 2.3a). En este sector de anomalías residuales se destaca la ubicación de los valores máximos cuyos contornos poseen geometrías equidimensionales (semicirculares) que se localizan en el sector de la sierra de Palauco. Hacia el sur de esta zona se puede identificar un importante gradiente gravimétrico alineado con la sierra de Cara Cura y los centros volcánicos del Payún Matrú delineando un patrón ENE con líneas de contornos suaves (Figura 2.3a). ii) El segundo sector corresponde al área de la pendiente oriental de los Andes donde se ubica la zona de estudio que incluye al frente orogénico. Ésta se caracteriza por una amplia zona en la que se ubica un mínimo con orientación NNO que posee bordes rectos delineados por altos gradientes de anomalía de gravedad. Estos lineamientos oblicuos coinciden con importantes rasgos morfoestructurales como el anticlinal de la Sierra Azul con una orientación ~N y el lineamiento El Manzano-Liu Cullín de orientación NO (Yagupsky et al., 2008). A través del lineamiento El Manzano-Liu Cullín se observan las mayores variaciones de espesor de las sucesiones del Triásico Superior a Jurásico Inferior, implicando que este rasgo ha constituido una importante discontinuidad orientada de manera oblicua al tren de estructuras andino. El lineamiento NE denominado Molle-Poñihue segmenta este sector hacia su zona meridional (Figura 2.3a). Como resultado de la presencia de estas discontinuidades se definen una serie de geometrías romboédricas asociadas con importantes gradientes de gravedad posiblemente relacionadas con escalones en la geometría del basamento que segmentarían la faja plegada y corrida.

2.5 Análisis de la geología de superficie de la zona de estudio en la FPC de Malargüe

La zona de estudio está localizada hacia el oeste del frente orogénico y por sobre el tope de cuña de la cuenca de antepaís miocena (Figura 2.3). Ésta comprende el sector de la sierra Azul hacia el este, desde la aldea cuenca de antepaís de Río Grande (Figuras 2.3 y 2.4) hasta la divisoria de aguas. Se caracteriza por poseer excelentes afloramientos donde se conjugan el contraste de los distintos niveles de erosión con los diferentes dominios de deformación que exponen de manera diferencial las distintas unidades geológicas. Entre las exposiciones en éstos dominios se encuentran las rocas permo-triásicas correspondientes al basamento cristalino, los depósitos mesozoicos de la cuenca Neuquina y la cubierta volcano-sedimentaria neógena-cuaternaria.

Se pueden reconocer cuatro zonas en función de los contrastantes niveles de erosión y de patrones estructurales particulares de cada dominio: la zona I (Figura 2.4), ubicada en el sector occidental de la zona de estudio, es caracterizada por la exposición de paquetes de rocas del Jurásico Inferior a Medio que fueron intensamente deformadas mostrando anticlinales asimétricos con longitudes de onda intermedias a grandes (~5-10 km) en superficie. La estructura más oriental del cinturón de estructuras contraccionales NNO corresponde al sinclinal Portezuelos Colorados (Figura 2.4) cuyo núcleo está formado por sucesiones relativamente más jóvenes del Cretácico hasta el Mioceno.

La zona II (Figura 2.4) comprende una serie de pliegues apretados de orientación N-con longitudes de onda comprendidas entre 1 y 2,5 km, asociados a corrimientos de vergencia este que exponen capas de las sucesiones del Jurásico Superior al Cretácico Superior (Figuras 2.4 y 2.5). Los pliegues son simétricos y sus extensiones a lo largo del rumbo llegan a alcanzar los 10-15 km (Figura 2.4).

La zona III (Figura 2.4) es coincidente con la ubicación de la sierra Azul, en el este del área de estudio (Figura 2.4). En este dominio las estructuras pueden ser caracterizadas a partir de un sistema doble vergente, donde aquellas ubicadas en las estribaciones occidentales corresponden a una serie de retrocorrimientos que exponen en superficie hasta los estratos del Triásico Superior y construyen de manera diferencial la pendiente occidental de la sierra Azul (Figura 2.6) por fuera del anticlinorio central. Estos retrocorrimientos exponen y levantan paquetes espesos del Triásico Superior por sobre las estructuras/unidades del dominio descrito previamente, definiendo una zona triangular en el sector del arroyo Potimalal (Figura 2.4).

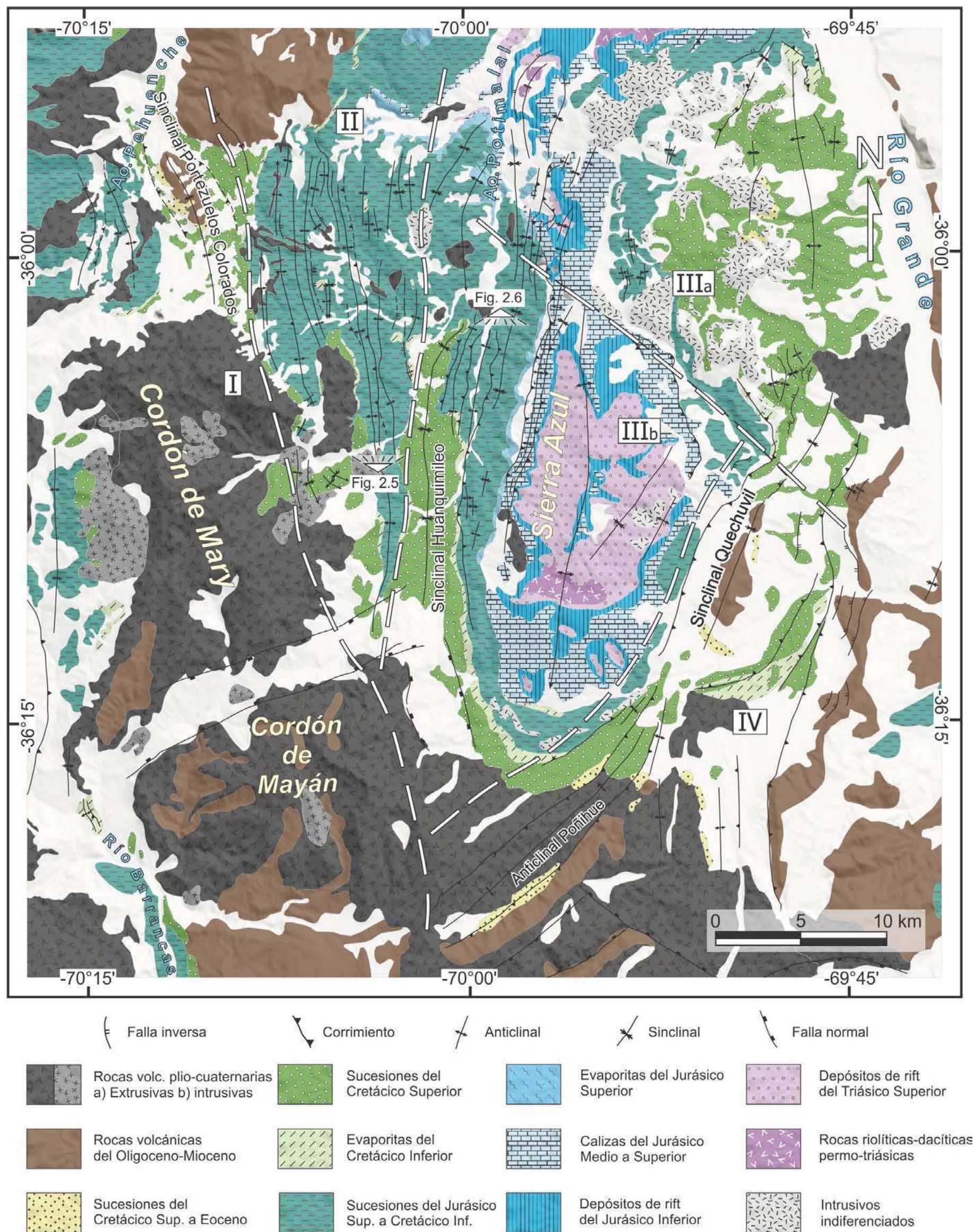


Figura 2.4. Mapa geológico de la zona de estudio en el sector interno de la FPC de Malargüe y el sector aledaño a la sierra Azul (para su ubicación véase la Figura 2.3). Aquí se pueden distinguir cuatro áreas (I, II, III y VI) con rasgos geológicos particulares, involucrando unidades sedimentarias específicas con estilos de deformación característicos: i) un sector más occidental (esquina superior-izquierda), donde las estructuras se orientan NNO asociadas a exposiciones de sucesiones jurásico superior a cretácico superior correspondientes a facies de *sag* de la cuenca Neuquina y el estadio inicial de la cuenca de antepaís (véase el texto para más detalles); ii) inmediatamente hacia el este, se desarrolla un sistema de estructuras angostas con orientación N- hasta llegar a las estribaciones occidentales de la sierra Azul; iii) el tercer dominio, el anticlinal de la Sierra Azul, expone los términos más profundos de la cuenca Neuquina a estas latitudes hasta el Grupo Choiyoi y los rellenos iniciales del rifting triásico. Este sistema se asocia con la cuenca de antepaís hacia el este (Silvestro y Atencio, 2009); ii) Finalmente, se puede distinguir un cuarto dominio hacia el sur del cierre del anticlinal de la Sierra Azul, caracterizado por la presencia de corrimientos y pliegues de orientación NE. Aquí, la presencia de rocas volcánicas del arco neógeno (Spagnuolo et al., 2008, 2012) cubren extensas partes de la región. Ver apéndice 2 para un mapa detallado del sector comprendido al oeste de la sierra Azul.

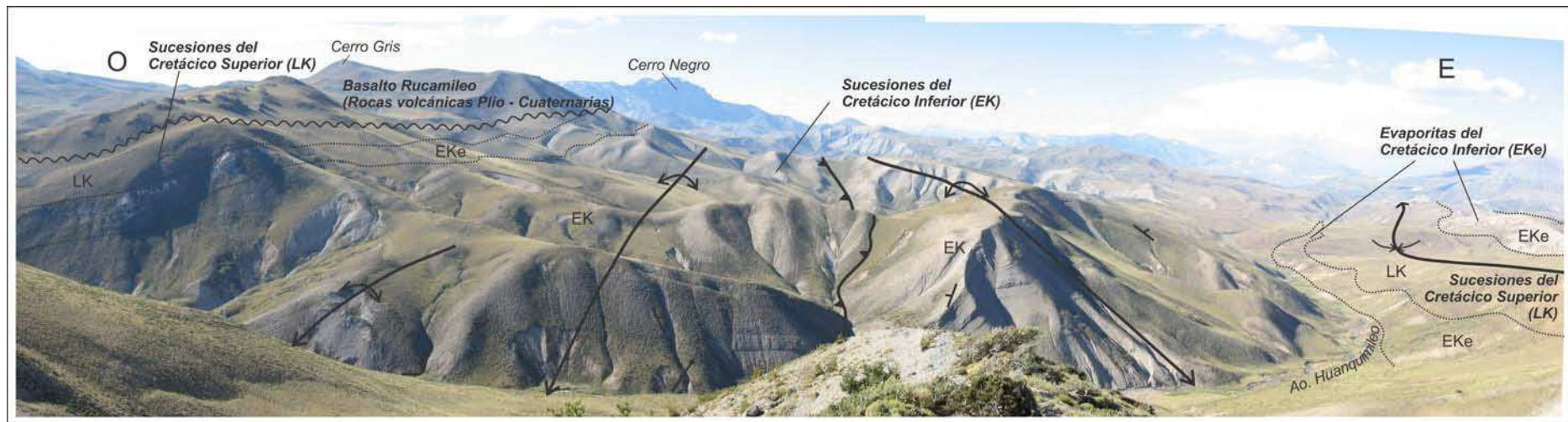


Figura 2.5. Sector interno-occidental (Zona II en Figura 2.4) de la FPC de Malargüe al oeste de la Sierra Azul (véase Figura 2.4 para su ubicación). Nótese que la estructuración en este sector está representada por anticlinales de corta longitud de onda en láminas de corrimientos apiladas que exponen estratos del Cretácico Inferior. Los afloramientos discontinuos del Cretácico Superior (Grupo Neuquén) son interpretados como remanentes de una cuenca de antepaís canibalizada (véase el texto para más detalles). EK: calizas y pelitas del Cretácico Inferior del Grupo Mendoza; EKe: Evaporitas del Grupo Rayoso del Cretácico Inferior; LK: areniscas y pelitas del Grupo Neuquén del Cretácico Superior.



Figura 2.6. Flanco occidental de la sierra Azul (véase Figura 2.4 para la ubicación) donde se observan una serie de retrocorrimientos que conforman una zona triangular con respecto al abanico de corrimientos con vergencia E descriptos en la Figura 2.5. Nótese que las sucesiones del Triásico Superior a Cretácico Inferior están expuestas en el núcleo del anticlinal desventrado y son exhumadas en este sector por un abanico de retrocorrimientos. LTr: depósitos fluviales y volcanoclásticos continentales de la Formación Remoredo; EJ: esquistos y areniscas del Grupo Cuyo del Jurásico Inferior; LJ: evaporitas del Grupo Lotena del Jurásico Superior; EK: calizas y pelitas del Cretácico Inferior del Grupo Mendoza.

El sector oriental de esta zona está formado por una serie de corrimientos emergentes de vergencia E que afectan a sucesiones más jóvenes del Cretácico Superior al Mioceno. Los estratos miocenos afectados corresponden las secciones inferiores que conforman la cuenca de antepaís del Río Grande. Esta tercer zona se encuentra dividida por el lineamiento El Manzano-Liu Cullín (Figura 2.2) por lo que se decidió diferenciarla en dos subsectores, un sector norte (IIIa; Figura 2.4) y un sector sur (IIIb; Figura 2.4), en base al contraste estructural y de exposición en planta de unidades con grandes variaciones de espesor interno. El sector sur se caracteriza por corrimientos y pliegues elongados de orientación N- que exponen potentes columnas de rocas del Triásico Superior, mientras que en el sector norte se exponen sucesiones triásico superiores más condensadas y deformadas por estructuras contraccionales discontinuas y aisladas que aquéllas del sector norte.

Más allá del extremo sureste del anticlinal de la Sierra Azul, se ubica un cuarto dominio estructural (Zona IV; Figura 2.4) que está representado por una serie de estructuras NE de intermedia longitud de onda (~5-8 km). Esta zona presenta un nivel de erosión relativamente menos profundo de las sucesiones del Cretácico Superior a Mioceno superior. La vergencias dominantes son hacia el SE, con la excepción de dos retrocorrimientos que exhuman los flancos orientales del sinclinal Quechuvil y el anticlinal Poñihue (Figura 2.4).

2.6 Estructura en superficie comparada con los datos de gravedad

Los dominios especificados en la Figura 2.4 poseen una fuerte correlación con las anomalías del residual gravimétrico calculado que se observa en la Figura 2.3a. Rasgos distintivos en la gravedad como gradientes, orientación de los contornos isogálicos, ubicación de los altos y bajos gravimétricos mantienen una clara correlación con los dominios estructurales identificados.

El primer dominio diferenciado (I, Figura 2.4) puede ser relacionado con un pronunciado mínimo de gravedad, siendo de los valores más bajos del residual gravimétrico en el área (Figura 2.7). La influencia de este mínimo se puede continuar hacia el sur a lo largo de una dirección NNO- y de los contornos isogálicos que definen esta anomalía alineada con los cordones de Mary y Mayán, hasta el valle del río Barrancas (Figura 2.7). Esta anomalía negativa coincide con un área caracterizada por una cubierta sedimentaria deformada por medio de corrimientos y pliegues de orientación NNO de longitud de onda intermedia.

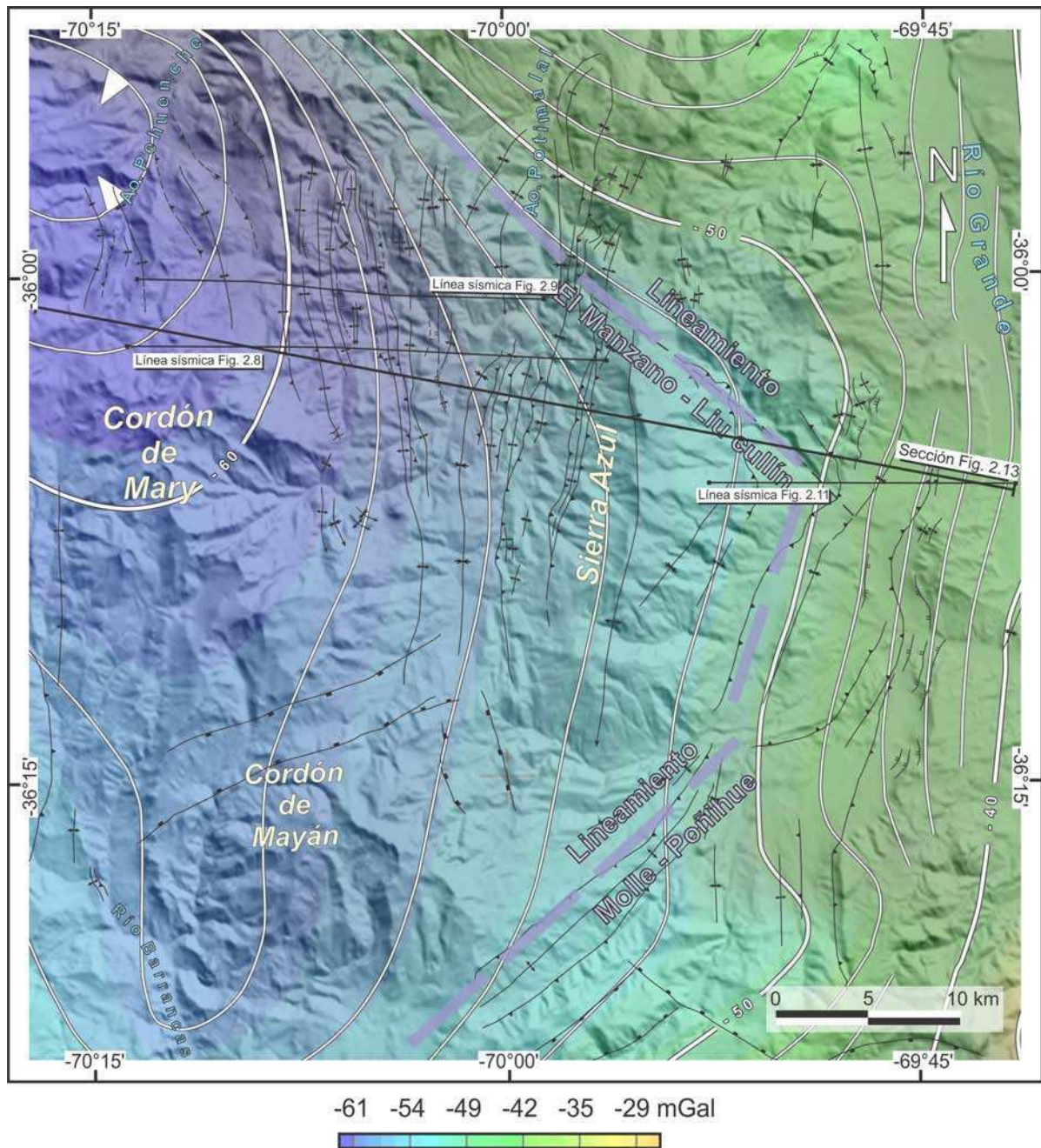


Figura 2.7. Anomalías del residual gravimétrico en mGals y su relación con la estructura mapeada en el área de estudio en la FPC de Malargüe (véase la Figura 2.3 para su ubicación). Las cuatro áreas distinguidas en el mapa de la Figura 2.4 se correlacionan con las anomalías gravimétricas: i) en el sector occidental (esquina superior-izquierda) las estructuras de longitud de onda intermedia, con orientación NNO-SSE, son paralelas al eje principal del mínimo gravimétrico indicado en la Figura 2.3; ii) inmediatamente al este una serie de anticlinales más angostos y corrimientos con menor espaciamento son paralelos a los contornos isogálicos; iii) más hacia el este, los contornos en el sistema montañoso de la Sierra Azul, no siguen la estructura de superficie en su parte norte, mientras que iv) hacia el sur del lineamiento El Manzano-Liu Cullín se vuelven a disponer paralelos.

El segundo dominio que se diferenció en el área (II, Figura 2.4) se localiza inmediatamente al este del sector descripto previamente. Éste presenta una serie de anticlinales angostos y corrimientos con vergencia E y de rumbo N que coinciden con la orientación promedio de los contornos isogálicos en este sector (Figura 2.5). Estos contornos se desvían en una zona de transición, tornándose paralelos al lineamiento El Manzano-Liu Cullín hacia el sector IIIa. Aquí, las estructuras con orientación N se disponen de manera oblicua con respecto a las isogalas NO.

El anticlinal de la Sierra Azul en su conjunto, es el rasgo morfoestructural más importante del área de estudio y presenta dos dominios gravimétricos contrastantes, que coinciden con las subzonas IIIa y IIIb diferenciadas a su vez por sus características estructurales. Estas dos subzonas se encuentran divididas por el lineamiento de El Manzano-Liu Cullín: i) un dominio norte (IIIa, Figuras 2.4 y 2.7) donde los contornos isogálicos se desvían abruptamente y no siguen la tendencia estructural de orientación NNE; y ii) un dominio sur (IIIb, Figuras 2.4 y 2.7) donde las isogalas son prácticamente paralelas a la estructuración NNE expuesta. Hacia el sur las isogalas se desvían de su orientación NNE en el sector IIIb para pasar a una orientación NE característica del dominio estructural de la zona IV (Figuras 2.4 y 2.7), donde las estructuras se disponen de manera paralela a los contornos de las anomalías.

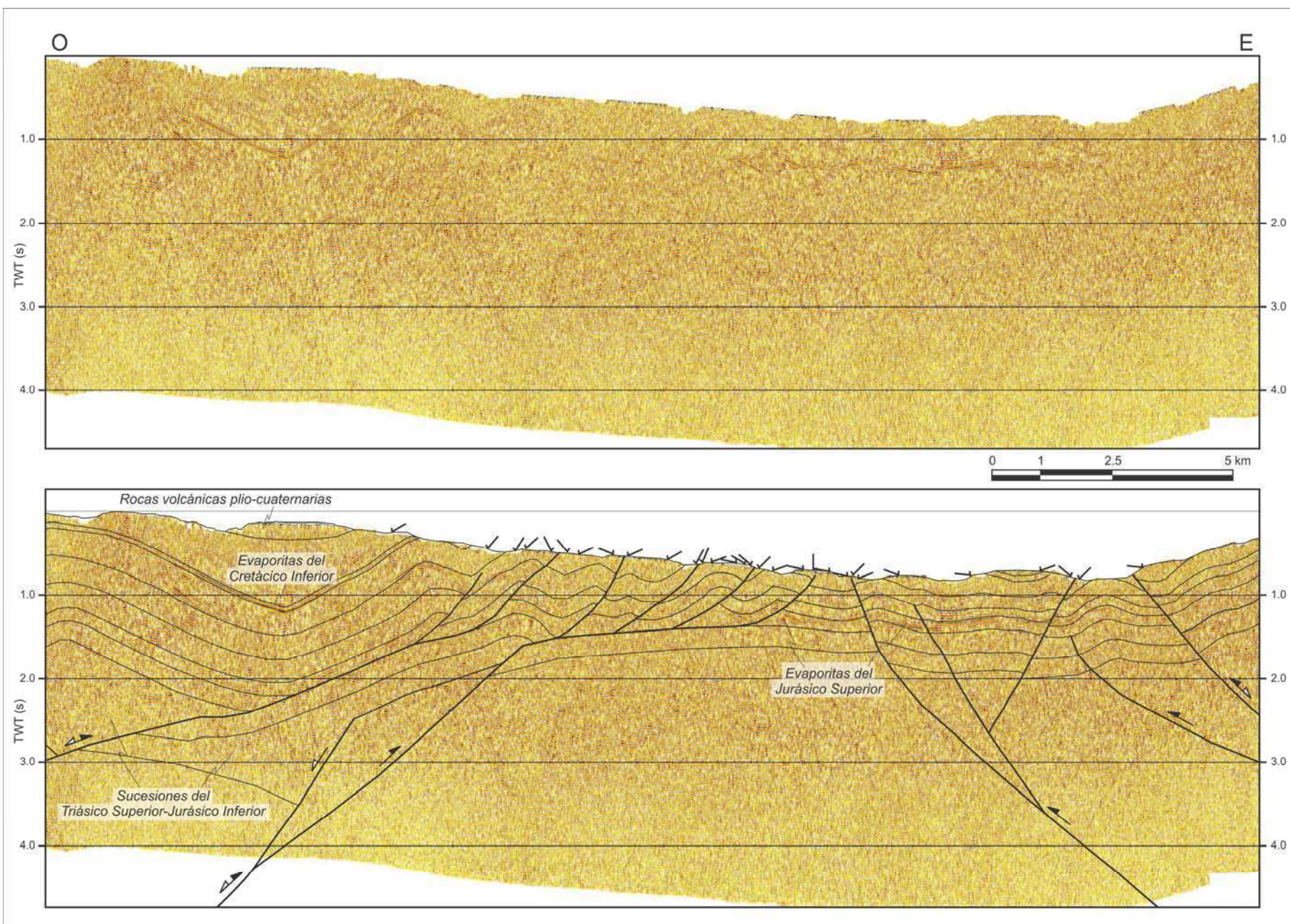
2.7 Descripción de la estructura a partir de la información sísmica

Tres líneas sísmicas de reflexión 2D (véase la Figura 2.7 para su localización) ayudaron en la interpretación en profundidad de la estructura mapeada en superficie. La línea sísmica migrada que se visualiza en la Figura 2.8 fue registrada en relevamientos a lo largo de la parte interna de la FPC de Malargüe cercana a la divisoria de aguas. Ésta constituye uno de los pocos relevamientos sísmicos tan cercanos al eje cordillerano que se han realizado en los Andes Centrales australes en su conjunto. Esta información se sitúa en la pendiente oriental cercana a la divisoria de aguas, a diferencia de la mayoría de la información sísmica que se encuentra en el frente orogénico y en sector del antepaís hacia el este. Esta línea sísmica permite correlacionar de manera directa la geometría en profundidad de las estructuras que poseen buena exposición en superficie en este sector interno (Zonas I, II y IIIb en la Figura 2.4).

A pesar de que el grado de ruido es relativamente elevado en este registro sísmico, algunos niveles/reflectores claves pueden ser claramente identificados y asignados a las unidades evaporíticas presentes en los depósitos de la cuenca Neuquina gracias a al contraste de impedancias acústicas entre las evaporitas y las unidades infra y

suprayacentes. De oeste a este se pueden reconocer tres sectores a lo largo de la sismica mostrada en la Figura 2.8: i) un amplio sinclinal, caracterizado por un plegamiento de larga longitud de onda y limbos simétricos claramente visualizados por el plegamiento de los reflectores correspondientes a las evaporitas del Cretácico Inferior (Grupo Rayoso). Estos reflectores son interpretados en función de su carácter sísmico, que es conocido a partir de un pozo ubicado en las inmediaciones en los alrededores de la localidad de Las Loicas y de otros ubicados el sector oriental de la sierra Azul. Por debajo, las secciones del Jurásico y los paquetes estratificados que las subyacen se relacionan con reflectores de geometría difusa que probablemente correspondan a sucesiones del Triásico Superior subyaciendo a los anteriores. Hacia el este, ii) un sector intermedio se caracteriza por la presencia de anticlinales y corrimientos de vergencia este que se desarrollan sobre un despegue basal en profundidad subhorizontal que se observa gracias a su alta reflectividad, que permite asignarlo a las evaporitas del Jurásico Superior (Formación Auquilco). Finalmente, iii) un tercer sector es caracterizado por estructuras de vergencia occidental con longitudes de onda intermedias probablemente relacionadas a estructuras en las que interviene el basamento en la deformación. Por lo tanto, se define una zona triangular entre este sector y el previamente descripto con un abanico de estructuras de vergencia contraria (este).

Figura 2.8. Arriba: línea sísmica migrada; abajo: línea sísmica interpretada con actitudes y estructuras identificadas en superficie. Tres dominios pueden ser identificados de oeste a este: un amplio sinclinal controlado en profundidad por la inserción de una cuña de basamento de rocas permo-triásicas; un sector donde el acortamiento es transferido a la cubierta sedimentaria por sobre un despegue en las evaporitas del Jurásico Superior (Figura 2.5); y finalmente una serie de retrocorrimientos producto de estructuras que involucran al basamento y que corresponden a las estructuras que acomodan el levantamiento del flanco oeste de la sierra Azul (Figura 2.6) (ubicación en Figura 2.7).



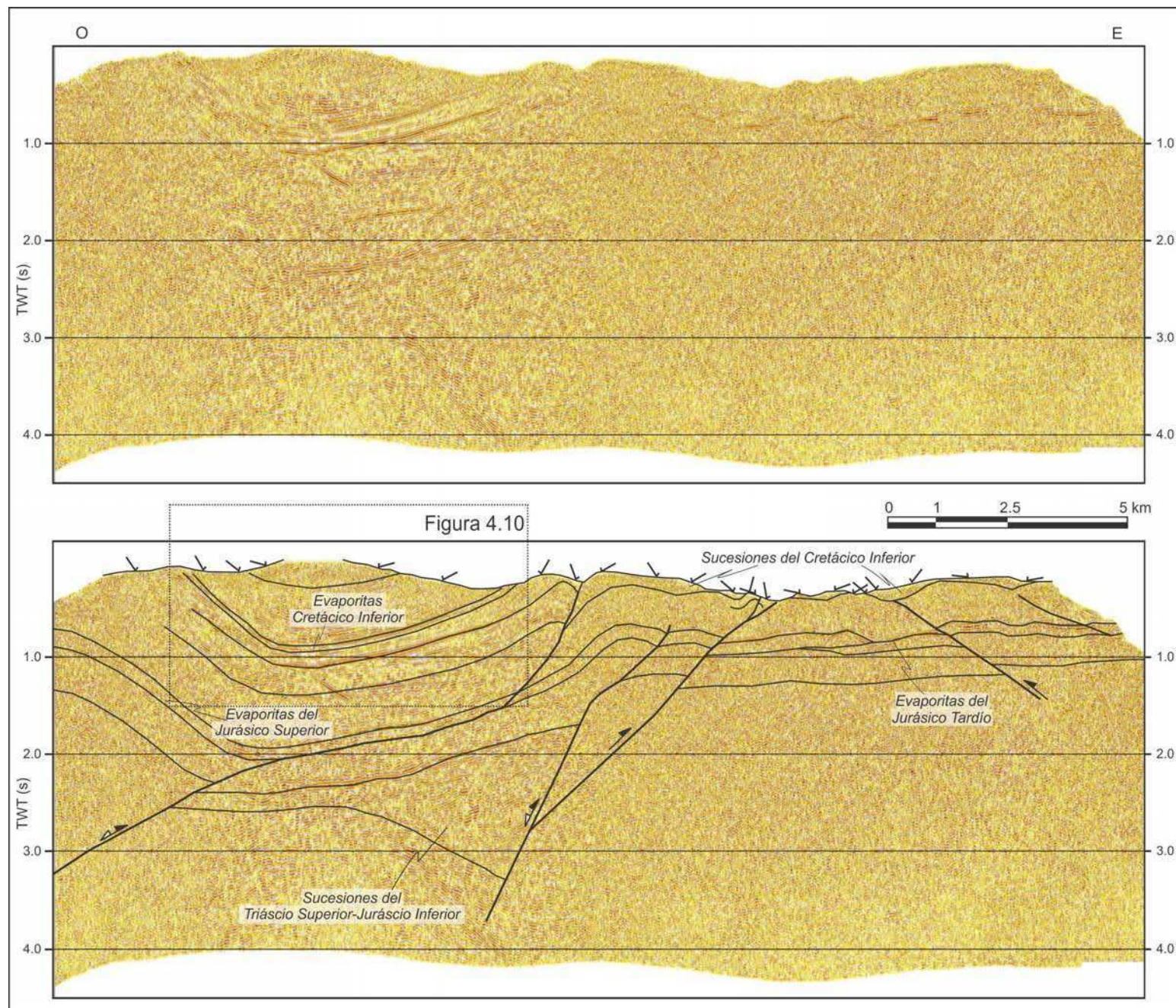


Figura 2.9. Arriba: línea sísmica migrada; abajo: línea sísmica interpretada con actitudes y estructuras identificadas en superficie. Los tres dominios identificados en la Figura 2.8 también fueron reconocidos en esta sección. Nótese la mejor definición de la cuña de sinrift del Triásico Superior a Jurásico Inferior, con respecto a la línea descripta previamente, por debajo de los estratos despegados epidérmicamente producto de la inserción de una cuña de similares dimensiones pero con una inversión tectónica importante.

La línea sísmica de reflexión de la Figura 2.9 presenta una mejor calidad de adquisición con respecto a aquella de la Figura 2.8. En esta sección, los reflectores pueden ser asignados con mayor precisión a los niveles estratigráficos clave por su reflectividad más notoria. Nuevamente, como en la línea anterior, esta sección muestra los tres dominios distintivos de la faja plegada y corrida de este sector al oeste de la sierra Azul. Se puede destacar la presencia de un amplio sinclinal (sinclinal de Portezuelos Colorados) claramente definido por los reflectores correspondientes a las secciones evaporíticas del Cretácico Inferior y del Jurásico Superior. Esta estructura tiene geometría asimétrica con un flanco occidental más empinado que en conjunto posee una vergencia hacia el este (Figura 2.9). En esta sección occidental se pueden distinguir dos niveles estructurales distintos: i) un nivel superior, donde los estratos plegados del Jurásico a Cretácico conforman un sinclinal despegado en las evaporitas, y ii) un nivel inferior, donde los estratos superiores inclinan suavemente hacia el oeste para pasar a un abanico de reflectores discontinuos que definen una geometría de cuña que se desvanece abruptamente en un sector ruidoso (Figura 2.9). Estos últimos son interpretados como secuencias de sinrift del Triásico Superior, cuya geometría de cuña se abre hacia el este lo que indica que la cuña probablemente estaría limitada por una falla normal de alto ángulo que inclina al oeste en la zona de mayor ruido. Hacia el este, la cubierta sedimentaria se encuentra afectada por fallas de inclinación oeste que generan plegamientos de amplitudes de corta longitud de onda. Finalmente, una tercer sección es reconocida, donde las estructuras de vergencia occidental limitan una zona triangular con respecto al dominio precedente.

En una vista en detalle del sinclinal de Portezuelos Colorados (Figura 2.10, para su ubicación ver la Figura 2.9) se destaca la condensación de la sección correspondiente a al Cretácico Superior, correlacionada a partir de datos de superficie con el Grupo Neuquén. Una mirada más detallada permitiría distinguir relaciones de *onlap* de los reflectores asociados con las sucesiones sedimentarias del Cretácico Superior hacia los flancos del sinclinal. Sin embargo dada la mala calidad de la información sísmica este último aspecto es especulativo. Éstas serían el resultado del progresivo acúñamiento de las unidades que rellenaron el sinclinal al momento de su deformación.

Las unidades de esta localidad han sido relacionadas a estratificación sinorogénica en base a la presencia de poblaciones de circones detríticos del Jurasico Temprano a

Cretácico Tardío contenidos en areniscas del Grupo Neuquén (Figura 2.10), lo que implica la exhumación coetánea de los Andes al momento de la depositación, donde los remanentes del arco mesozoico son expuestos en superficie (Tunik et al., 2010). Las secuencias del Cretácico Superior a Paleoceno son sobreyacidas en discordancia por estratos del Oligoceno superior a Mioceno inferior de la Formación Palaooco, a partir de observaciones de campo y de la información sísmica (Figura 2.10).

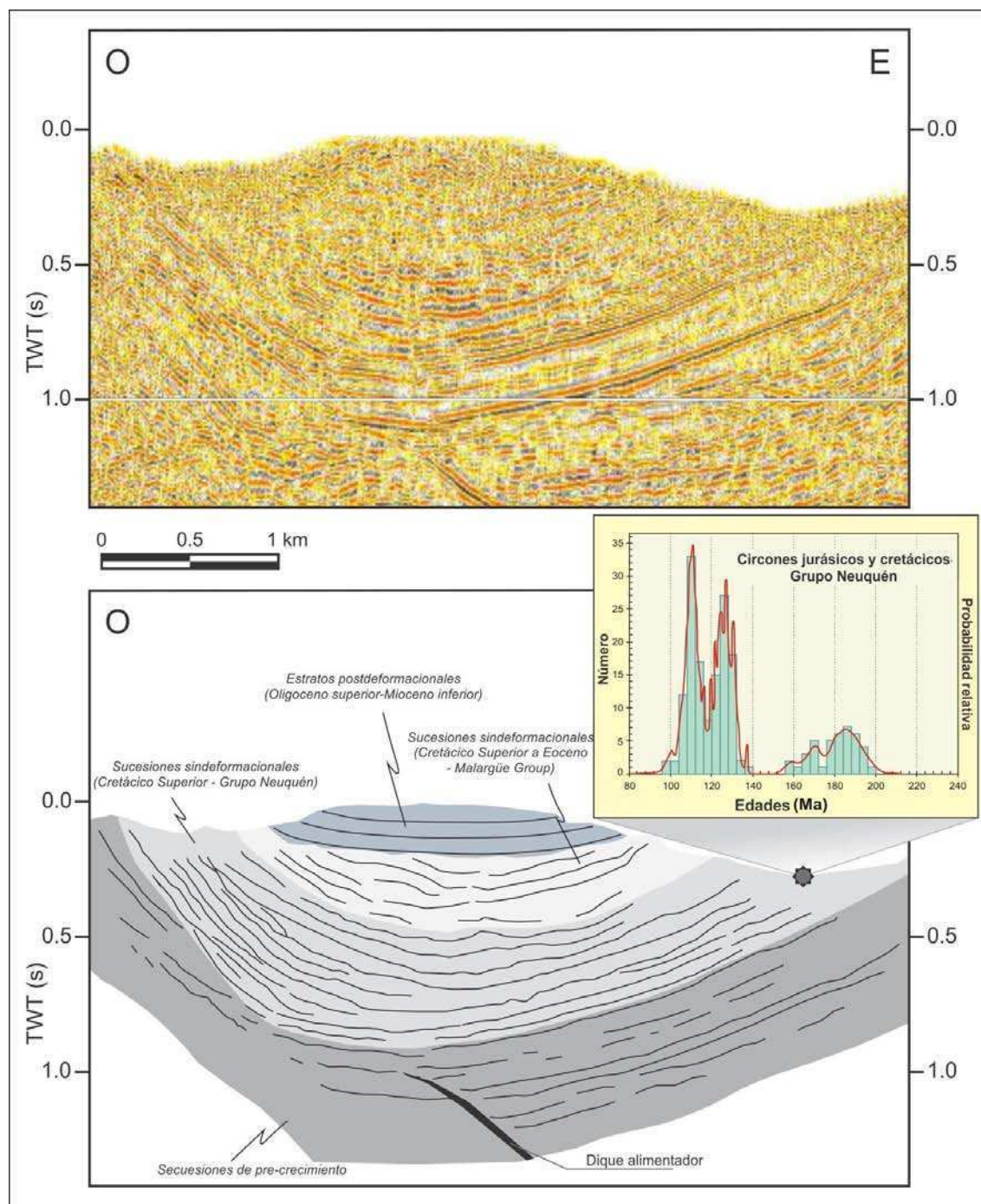


Figura 2.10. Vista en detalle del sinclinal de Portezuelos Colorados (sector occidental de la línea sísmica mostrada en la Figura 2.9). El relleno Cretácico Superior del sinclinal presenta reflectores con terminaciones en *onlap* hacia los flancos del sinclinal. Éstos

han sido recientemente interpretados como depósitos sinorogénicos (véase texto para más detalles). Nótese que los estratos volcánicos de Oligoceno superior a Mioceno cubren en discordancia angular a la estructura plegada. El diagrama de edades U/Pb en circones detríticos correspondientes a las sucesiones sedimentarias del Grupo Neuquén fue tomado de Tunik et al. (2010).

La línea sísmica presentada en la Figura 2.11 (véase la Figura 2.7 para su ubicación) se encuentra ubicada en el flanco oriental del anticlinal de la Sierra Azul. Ésta muestra claramente el frente de deformación emergente de vergencia E acompañado de algunas estructuras ciegas. En esta vista en detalle se pueden distinguir una serie de rasgos estructurales: i) el flanco oriental del anticlinal de la Sierra Azul, ii) un sinclinal frontal, iii) un abanico de corrimientos cuyas fallas inclinan hacia el oeste, y iv) un sistema más profundo correspondiente potencialmente a cuñas extensionales con fallas con inclinación E. Los últimos dos son interpretados en la Figura 2.11 como el producto de la transferencia del acortamiento hacia el este del levantamiento de la estructura de basamento de la sierra Azul, afectando la cubierta sedimentaria. El limbo principal frontal se empina progresivamente hacia la falla emergente principal, indicando la clara vergencia hacia el este de la estructura en su conjunto, que puede ser explicado por mecanismos compuestos, donde predominaría la propagación de falla y en menor medida el mecanismo de flexión de falla. Esta relación puede variar a lo largo del rumbo de las estructuras frontales del sistema Bardas Blancas-sierra Azul donde podría variar la geometría de la rampa del bloque yacente. Esta estructura frontal puede ser explicada también por el mecanismo de pliegues *trishear* con distintos porcentajes de propagación/deslizamiento (Giambiagi et al., 2009). Este rasgo estructural se levantaría por medio de una falla inversa de basamento, de inclinación oeste, que se propagaría por debajo de un amplio sinclinal simétrico (sinclinal Quechuvil) donde se han acumulado sucesiones del Mioceno superior (Figura 2.11).

Se ha reconocido la presencia de las unidades evaporíticas del Cretácico Inferior más alto (Grupo Rayoso) gracias a su alta reflectividad, lo que implicaría que el núcleo del sinclinal alojaría secuencias del Cretácico Superior al Neógeno, constreñidos por datos de superficie (Figura 2.11). En esta sección sísmica, el sinclinal Quechuvil alcanza su mayor amplitud transversal, mientras que hacia el norte y el sur se va angostando y su geometría se vuelve asimétrica terminando transicionalmente en una rampa monoclinal limitada por falla. El despegue de este sinclinal se genera en las evaporitas del Cretácico Inferior por medio de un retrocorrimiento y un abanico de fallas de vergencia E que se divide en dos, donde una falla es emergente y otra es ciega que se desvanece en la cubierta neógena (Figura 2.11). Por debajo del sinclinal Quechuvil, las unidades mesozoicas infrayacentes se encuentran deformadas generando un incipiente desarrollo de tres *dúplex* despegados en las evaporitas del Jurásico Superior y en las sucesiones sedimentarias del Cretácico Inferior. Este acortamiento más profundo es transferido desde el basamento por medio de una falla de inclinación O asociado con el levantamiento principal de la sierra Azul (Figura 2.11).

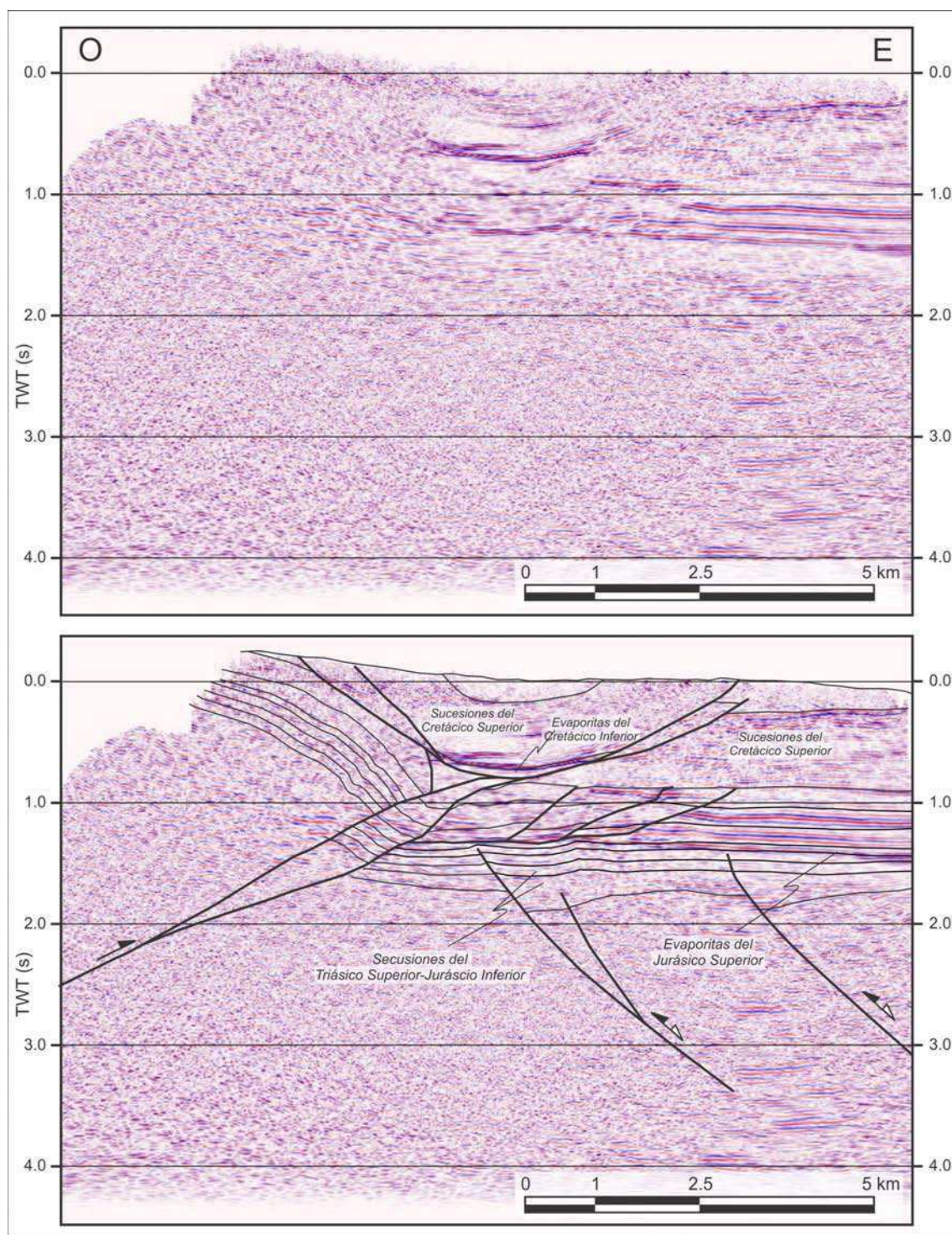


Figura 2.11. Perfil de sísmica de reflexión con su interpretación en el flanco oriental del anticlinal de la Sierra Azul en el frente orogénico emergente (véase Figura 2.7 para su ubicación). Las estructuras contraccionales de basamento se insertan en las evaporitas del Jurásico Superior por debajo de los depósitos miocenos de antepaís. Una vista detallada revela dos etapas de deformación contraccional: primero, la transferencia del acortamiento a la cubierta jurásico-cretácica, y posteriormente otra donde las estructuras de basamento cortan el dominio de piel fina canibalizando los depósitos de la cuenca de antepaís occidental.

Otros rasgos estructurales que se pueden reconocer en esta sección son dos hemigrábenes controlados por fallas normales de inclinación E que acomodan los depósitos de sinrift al este del levantamiento principal de la sierra Azul (Figura 2.11). Estas sucesiones se caracterizan por su menor reflectividad en relación al carácter sísmico de las otras unidades mesozoicas (Figura 2.11). El hemigraben ubicado hacia el oeste se encuentra parcialmente invertido afectando hasta los paquetes del Jurásico Superior, mientras que el hemigraben oriental se encuentra ligeramente invertido, sin rechazo evidente pero con una geometría convexa del relleno de la cuña sinextensional.

2.8 Construcción de la sección estructural

Una sección estructural con una extensión total de 60 km fue construida a través del sector interno de la FPC de Malargüe. Ésta integra toda la información existente desde la pendiente oriental de la sierra Azul hasta la divisoria de aguas cercana al paso Pehuenches (véase Figuras 2.7 y 2.12 para su ubicación). Para el balanceo y modelado de esta sección estructural se utilizó la suite de programas *Move*® (Midland Valley Exploration Ltd.). Las técnicas fueron realizadas teniendo en cuenta la información estructural de superficie en conjunto con los datos sísmicos y de pozo como constreñimiento adicional. Para su restauración se utilizó principalmente el algoritmo de *flexural slip unfold* que permitió mantener el espesor variable de las unidades de plataforma del Jurásico-Cretácico, así como las geometrías de cuña deformadas de los depósitos de sinrift del Triásico Superior a Jurásico Inferior. Por otro lado, también se restauraron por medio del algoritmo de longitud de línea aquellas estructuras menores despegadas en los niveles sedimentarios. Esta sección estructural balanceada circunscripta a los Andes Principales fue posteriormente integrada a una sección adyacente realizada por Giambiagi et al. (2009) que comprende hasta el sector más oriental de la FPC de Malargüe y su frente deformacional (Figura 2.12).

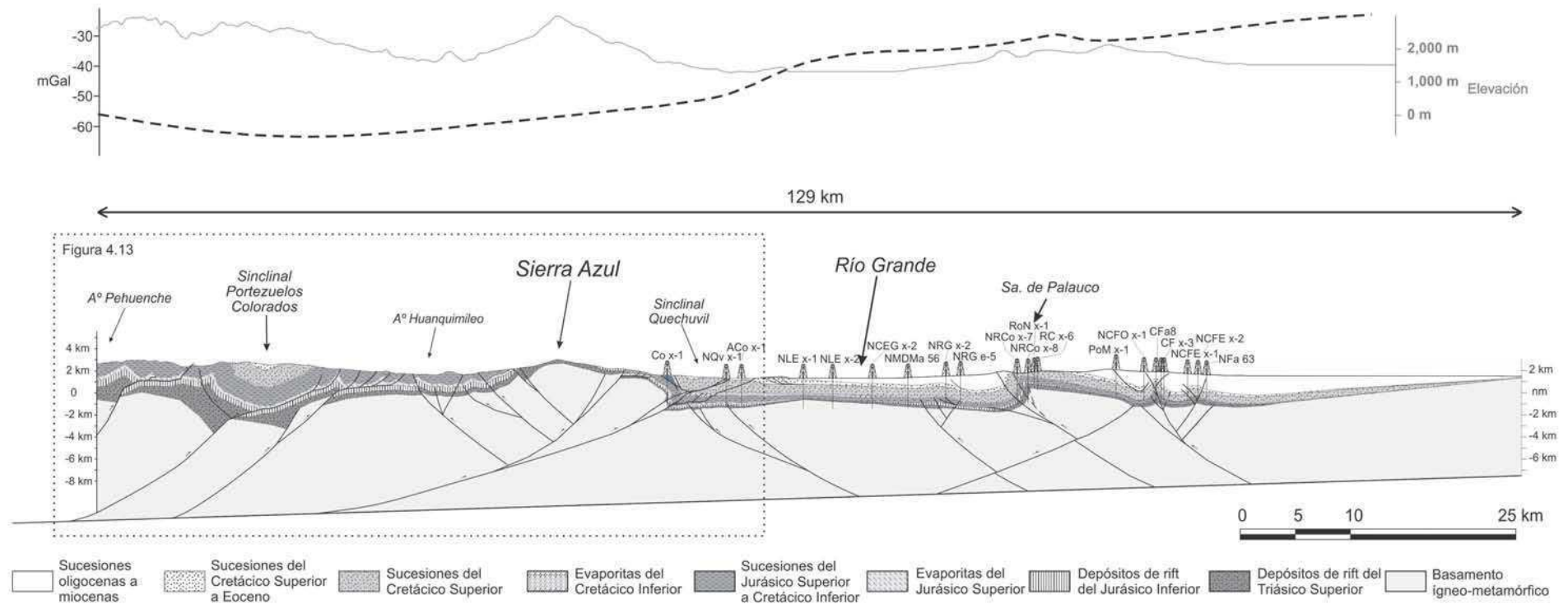


Figura 2.12. Sección estructural regional basada en datos de campo, pozo y sísmicos desde el sector interno descrito en este trabajo (Figuras 2.7 y 2.8), hasta el sector del antepaís (la mitad oriental ha sido tomada y modificada de Giambiagi et al., 2009) (véase Figura 2.3 para su ubicación). El perfil correspondiente a la anomalía del residual de gravedad (línea punteada superior) en conjunto con la topografía exagerada han sido ploteados para su comparación. Nótese que los mayores gradientes de gravedad se asocian con los frentes de corrimientos que exhuman bloques de basamento, con la excepción de la sierra Azul probablemente asociada con contrastes negativos de densidad por la presencia de espesos paquetes de sinrift del Triásico Superior. Nótese el amplio desarrollo de la cuenca sinorogénica miocena hacia el este de la sierra Azul y hacia el antepaís fragmentado.

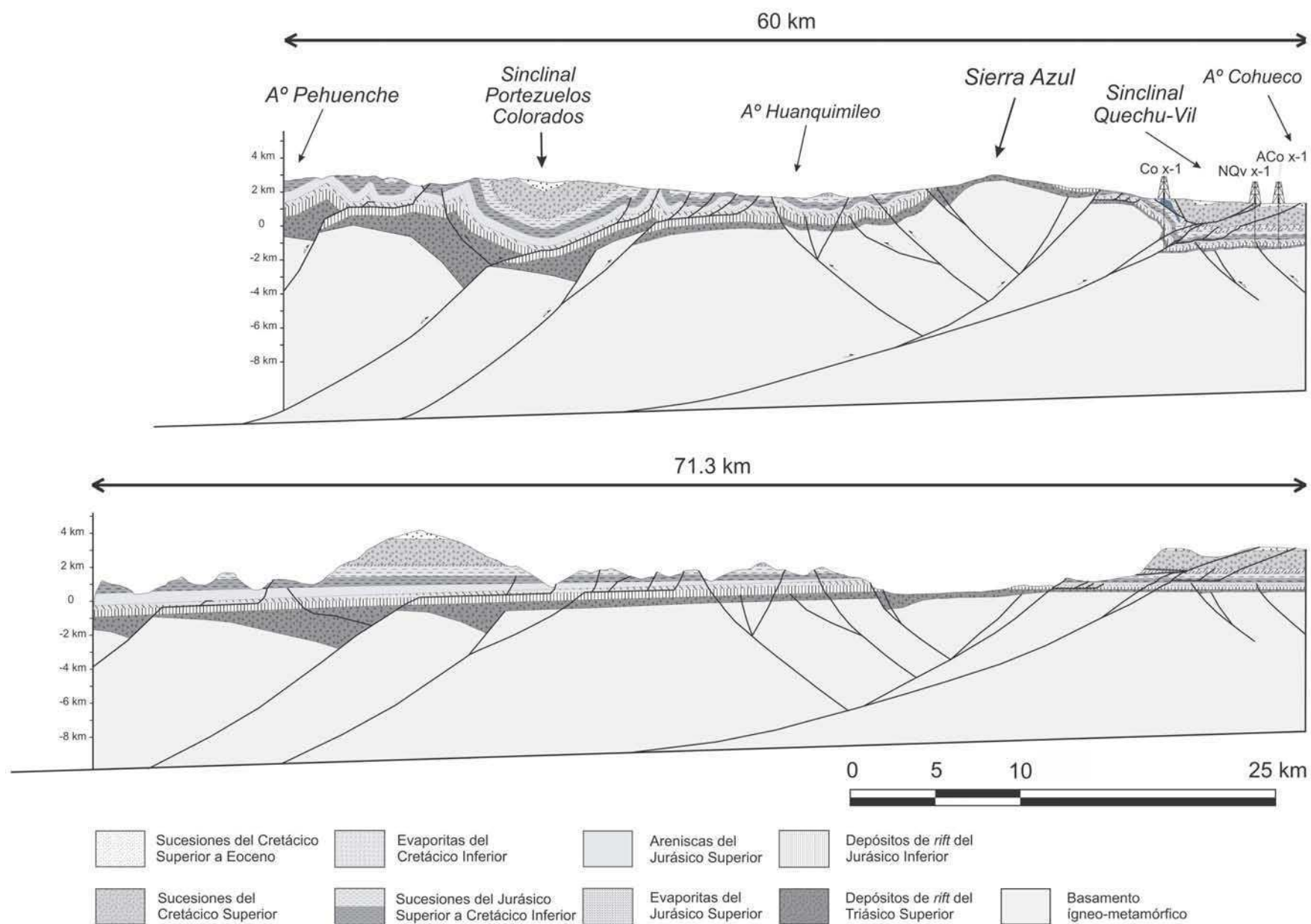


Figura 2.13

Figura 2.13. Sección estructural balanceada correspondiente al sector occidental de la Figura 2.12 en el sector interno de la FPC de Malargüe. Un dominio interno de estructuras de basamento insertadas en las secciones sedimentarias del Jurásico a Cretácico es interpretado como el producto de la inversión de los hemigrábenes de edad triásica tardía, en base a espesores anómalos en los bloques colgantes. Por otro lado, la pendiente oriental de la sierra Azul está formada por estructuras primarias de basamento sin relación aparente con la reactivación de anisotropías previas como en el caso anterior.

2.9 Discusión y conclusiones

Una sección estructural de escala regional fue construida desde la divisoria de aguas hasta el sector del antepaís (Figura 2.12) con el motivo de identificar los distintos frentes de deformación que construyeron los Andes a los 36°S, su evolución en el tiempo y su relación con las cuencas de antepaís contemporáneas. El sinclinal de Portezuelos Colorados (Figuras 2.8, 2.9 y 2.10) probablemente haya sido parte de un depocentro desarrollado en el tope de cuña de una cuenca de antepaís del Cretácico Tardío, indicando que las estructuras más al oeste serían remanentes de una faja orogénica del Cretácico Tardío. Esto es asumido por medio de la identificación de estratos de crecimiento del Cretácico Superior en sus flancos (Figura 2.10). Estas unidades han sido relacionadas a sedimentación sinorogénica en función de las edades U/Pb de circones detríticos (ver Marco geológico en este capítulo; Tunik et al., 2010). La cuenca de antepaís del Cretácico Tardío se habría desarrollado/preservado de manera discontinua hacia el este de esta estructura (Figuras 2.12, 2.13 y 2.14). Por otro lado, la cuenca de antepaís Miocena superior posee un buen desarrollo hacia el este del anticlinal de la sierra Azul (Figuras 2.12 y 2.14). Asumiendo que el principal frente de deformación contraccional neógeno habría estado ubicado en la sierra Azul, el sector interno hacia el oeste habría permanecido básicamente fosilizado desde un punto de vista contraccional (Figura 2.14). El desarrollo en discordancia de las pilas volcánicas del Oligoceno superior a Mioceno por encima de las sucesiones mesozoicas deformadas en el sector interno permiten inferir que una etapa de contracción pre-oligocena ha afectado esta área (Figuras 2.4 y 2.10). Sin embargo, reactivaciones menores de algunas estructuras locales son observables debido al plegamiento de los estratos cenozoicos en el área. La sierra Azul en si misma está asociada a una fuerte deformación de los estratos del Mioceno superior (Figura 2.11) en el sinclinal de Quechuvil. En este contexto el sector interno (retropais) hacia el oeste se habría desplazado de manera solidaria/rígida con respecto al despegue principal y el frente orogénico neógeno emergente en la sierra Azul.

La caracterización estructural de esta sección correspondiente a la FPC de Malargüe puede ser detallada por medio de secciones balanceadas entre la divisoria de aguas y el

frente orogénico emergente en el sinclinal Quechuvil en proximidades del río Grande (Figura 2.13). La totalidad de la sección, sumando las diferentes etapas contraccionales que afectaron la región acomodaron un acortamiento total de 11.3 km (15,85 %) en el sector principal andino (Figura 2.13). Este valor concuerda en forma general con los valores esperados para este sector de la FPC de Malargüe (Giambiagi et al., 2012), donde los acortamientos disminuyen paulatinamente hacia el sector sur. En el análisis de Giambiagi et al. (2012) se contemplan los acortamientos absorbidos entre la sierra Azul y la sierra de Palauco. Si se contemplaran los acortamientos aquí registrados entre el límite argentino-chileno y el limbo frontal de la sierra Azul adicionándoseles el acortamiento registrado en el antepaís en sector de la sierra de Palauco y bloques aledaños, que equivaldrían a ~6 km, sumarían un acortamiento total de 17,3 km (13,4%). Estos valores inclusive superarían entonces a las estimaciones realizadas por Turienzo et al. (2010) sobre la vertiente argentina, entre 14,5 km (24,4%) y 13,7 km (23,3%). Cabe destacar de todas maneras que existen más estructuras hacia el oeste sobre la vertiente andina chilena en ambos sectores que contribuirían a incrementar el acortamiento. Además, estas estimaciones varían de acuerdo al estilo estructural que posee el basamento (o que se asume que adopta) de cada sector en particular, a los niveles de despegue presentes en la cubierta sedimentaria y a la presencia o no de depocentros extensionales que constituyen heterogeneidades propensas a reactivarse a través de su inversión.

En el caso de la zona de estudio, como se ha identificado por medio de la información de superficie y de subsuelo, esta región presenta una serie de dominios estructurales caracterizados por mecanismos de construcción particulares que actuaron en distintos momentos (Figura 2.14). El sector más occidental es caracterizado por estructuras de mediana a gran longitud de onda formadas por la inversión tectónica de depocentros del Triásico Tardío localmente despegados en evaporitas del Jurásico superior. Algunas estructuras de esta sección son a su vez generadas por la inserción de cuñas asociadas a los depósitos de sinrift por medio del levantamiento de bloques de basamento. Estas estructuras estarían parcialmente asociadas a la inversión de estructuras triásico tardías si bien la inversión puede considerarse leve al no observarse que el basamento llegue a insertarse completamente entre la cubierta sedimentaria o sobrepasar el punto tal como se indica en la Figura 2.13. La reactivación de fallas normales pareciera ser selectiva, siendo algunos hemigrábenes triásico tardíos no reactivados por la deformación contraccional, manteniendo prácticamente su geometría extensional original. Algunos ejemplos se pueden encontrar debajo del sinclinal de Portezuelos Colorados y hacia el este de la sierra Azul por debajo del sinclinal Quechuvil, donde dos hemigrábenes están ligeramente invertidos. El anticlinal de la Sierra Azul, pareciera estar controlado por el desarrollo de fallamiento primario. Estos mecanismos combinados habrían actuado en el sector occidental en el Cretácico Tardío, generando una cuenca de antepaís al este del tren estructural del sinclinal de Portezuelos Colorados.

El siguiente sector hacia el este se encuentra formado por un dominio de piel fina con vergencia E despegado en las evaporitas del Jurásico Superior. Aquí, el basamento se comporta como un bloque rígido. Los hemigrábenes ubicados hacia el este indicados en la Figura 2.13 son insertados en la columna sedimentaria por encima de ese bloque rígido de basamento, conformando ésta una faja de deformación de piel fina como se puede apreciar en el perfil sísmico (Figura 2.8). Esta deformación sería de edad post-cretácica tardía hecho inferido en base a la canibalización de la cuenca de antepaís previa. Hacia el este, el abanico de deformación de piel fina es abruptamente interrumpido por una serie de estructuras de basamento asociadas con la inversión tectónica del depocentro principal triásico superior de la sierra Azul (Figura 2.13).

Finalmente, el flanco oriental de la sierra Azul demuestra ser un levantamiento neógeno, sustentado por las edades Miocenas medias (18 Ma en Silvestro y Atencio, 2009) de las sucesiones deformadas más jóvenes. Esta estructura no estaría asociada con inversión tectónica, a diferencia del sector occidental, sino a fallas primarias de menor ángulo (Figura 2.14).

Como conclusión preliminar se puede establecer que existen claramente al menos dos fases deformacionales que difieren en sus mecanismos: i) el sector más occidental ha sido formado por inversión tectónica asociada a su vez a deformación de piel fina en tiempos cretácicos tardíos; mientras ii) el sector oriental fue construido en el Mioceno principalmente mediante fallas de basamento primarias, asociadas con deformación de piel fina en el frente de deformación.

Por lo tanto, diferentes procesos orogénicos pueden ser claramente separados en tiempo y espacio, señalando los siguientes interrogantes i) por qué la corteza superior ha experimentado mecanismos de deformación variables en el tiempo y ii) por qué la deformación compresiva en la corteza superior fue selectiva para ser producida a través de anisotropías previas o por transiciones frágiles-dúctiles que facilitarían la generación de fallas primarias. Las zonas de debilidad, donde se acomodó la contracción, han variado a lo largo del tiempo: Mientras durante en el Cretácico Tardío las anisotropías que absorbieron el acortamiento correspondían al sistema de rift Triásico Tardío, en tiempos miocenos las transiciones frágiles-dúctiles, sin actividad de controles extensionales previos, parecieran haber adquirido un rol preponderante. Las transiciones frágiles-dúctiles se desarrollan cuando cambia la estructura termal de la corteza debido a un incremento del gradiente térmico o en función de su prolongación en el tiempo. Entonces, los estilos estructurales podrían haber variado en el tiempo a medida que se deformaba la FPC de Malargüe como consecuencia de la modificación del estado termal de la corteza, al pasar de un estado relativamente frío a nivel del retroarco durante el Cretácico Tardío a uno relativamente más caliente en el Mioceno. Este estado termal podría haber estado controlado por las distintas expansiones del arco magmático registradas en el área como se observa en la Figura 2.15.

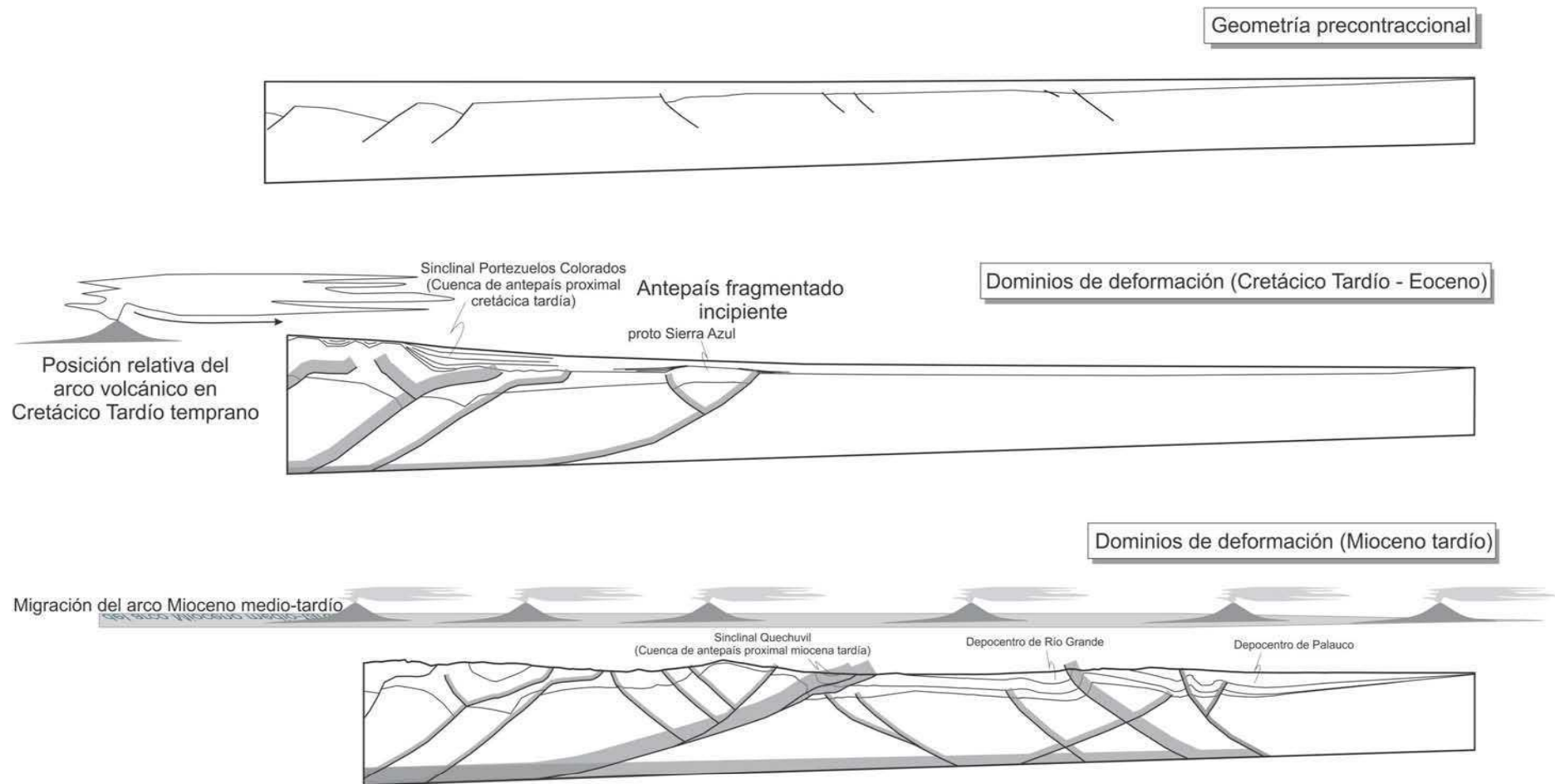


Figura 2.14. Eventos de deformación principales discutidos en el texto y posición relativa del arco magmático para los diferentes estadios. Estructuras activas para cada estadio son indicadas en líneas grises. En este modelo cuando el arco se mantuvo en el oeste durante el Cretácico Tardío, la zona de retroarco habría cedido a través de las anisotropías previas (despegue extensional Triásico Tardío). Por otro lado, cuando el arco se expandía hacia el este como es propuesto para el Mioceno medio a tardío, la estructura termal habría cambiado facilitando la deformación por medio de transiciones frágiles-dúctiles que alcanzarían la zona de retroarco. Véase la Figura 2.15 para una revisión de edades de las sucesiones volcánicas miocenas con afinidad de arco en pendiente oriental de los Andes.

Las edades compiladas en el sector del antepaís del sur de Mendoza y el norte de Neuquén permiten la delimitación de los frentes de avance del magmatismo en el tiempo. Estas rocas presentan signatures de arco con distintas contribuciones de los componentes de subducción de la losa tal como se discute en Kay et al. (2006), Litvak et al. (2008, 2009), Spagnuolo et al. (2012). Su geoquímica muestra una evolución donde se incrementan las señales de arco desde las rocas de mayor edad de la Formación Charilehue 18-17 Ma con signatures toleíticas y relaciones Sm/Yb bajas (Spagnuolo et al., 2012) hasta alcanzar composiciones calcoalcalinas y relaciones de elementos mayores y traza más típicas de arco (Litvak et al., 2008; 2009; Kay et al., 2006).

Este sistema de subducción somero fue propuesto para el Mioceno Tardío asociado a la expansión del arco en la pendiente oriental andina, mientras que en el Cretácico Tardío bajo, el arco habría permanecido en la pendiente occidental chilena a estas latitudes, dejando un antepaís relativamente frío por detrás. Subsecuentemente, durante el Mioceno el arco se expandió más de 500 km de la trinchera modificando el estado termal de la corteza a su paso (Figura 2.16). Por lo tanto, la variación del estado termal y los consecuentes estilos de deformación pueden haber sido producto de una geometría de subducción variable. Esta situación se puede ver en el actual segmento de subducción horizontal Pampeano hacia el norte donde la deformación siguió la expansión del magmatismo de arco por medio del debilitamiento termal de la corteza (ver Ramos et al., 2002, para una discusión).

La relación entre el magmatismo y la evolución tectónica de la FPC de Malargüe ha sido tema de debate y de interés en los últimos años. La migración de rocas magmáticas hacia la región del antepaís ha suscitado diversas propuestas pero que en definitiva relacionan todas ellas estrechamente el magmatismo con la deformación. Para el sector norte de la FPC de Malargüe Turienzo et al. (2010, 2012) han propuesto otras alternativas para la evolución de la deformación y el magmatismo. En base a hallazgos de filones capa a gran profundidad, cercanos o en las inmediaciones de fallas proponen que éstas actuarían con canales conductores del magmatismo desde fuentes con gran continuidad lateral. También muestran que las fallas de piel gruesa y en particular los retro-corrimientos actuarían como vías de ascenso preferenciales para los magmas. De esta forma este conjunto de hipótesis considera que el desarrollo anómalamente oriental del magmatismo está asociado a la creación de vías de ascenso de estos productos, y no al debilitamiento térmico que podría ejercer éste con la subsecuente estructuración del retroarco.

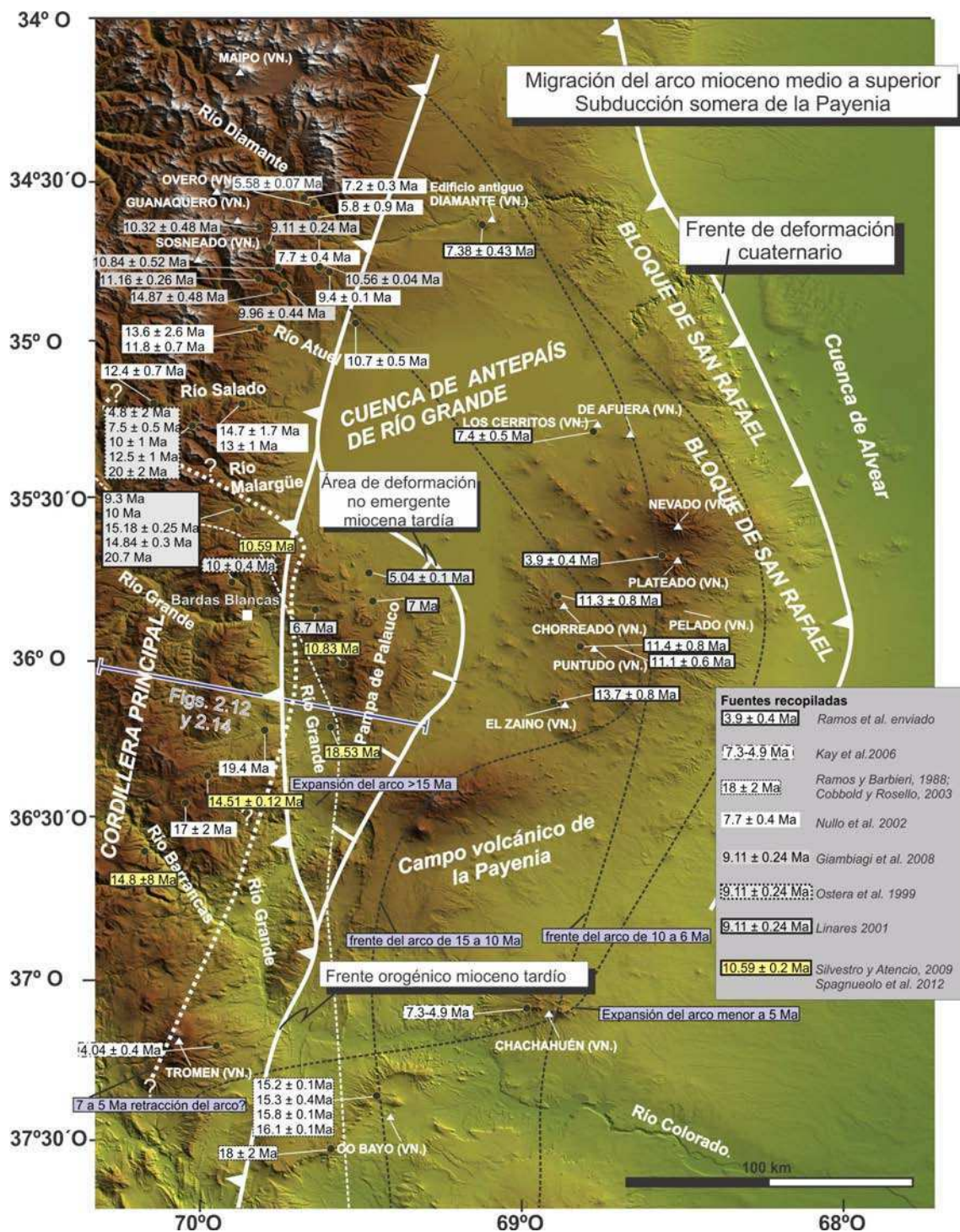


Figura 2.15. Migración de las rocas del arco volcánico neógeno registrada a partir de datos geocronológicos en la región del antepaís del sur de Mendoza y el norte de Neuquén (basado en Ramos y Folguera 2005; Ramos y Kay, 2006). Edades miocenas recopiladas de Ramos y Barbieri (1988); Ostera et al. (1999); Nulló et al. (2002); Cobbold and Rossello (2003); Giambiagi et al., 2008; Kay et al. (2006a, b); Silvestro y Atencio (2009), Spagnuolo et al. (2012a), y Ramos et al 2013 (enviado).

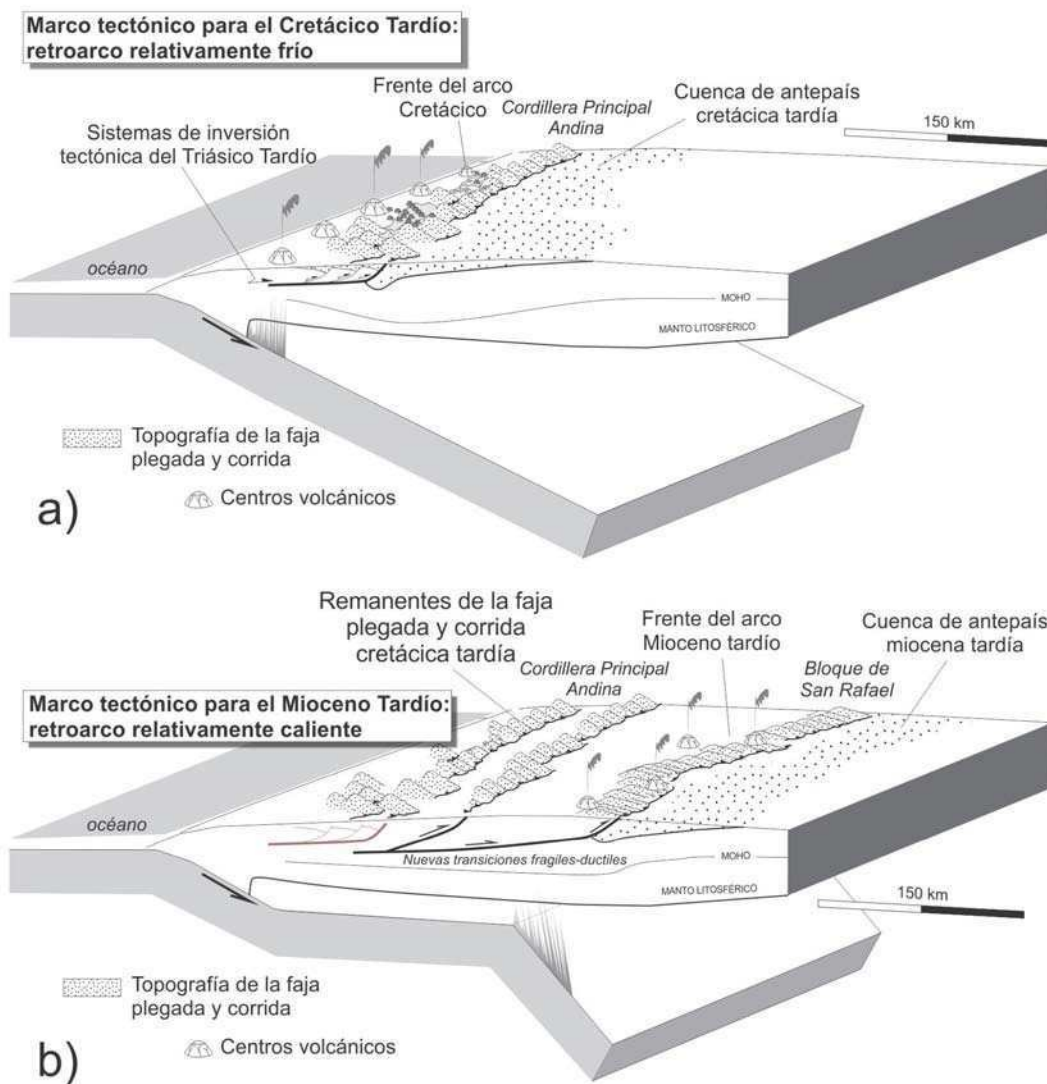


Figura 2.16. Esquemas mostrando las etapas deformacionales del Cretácico Tardío y Mioceno tardío. a) Estructuras de basamento interpretadas a partir de datos de campo y sísmicos que son asociados a estratos sinorogénicos y se circunscriben al sector más occidental de la zona de estudio. Éstos son interpretados como el producto de la inversión de anisotropías previas relacionadas a fallas extensionales triásico tardías. Durante este tiempo el arco permaneció en el retropaís preservado actualmente en la pendiente occidental de los Andes. b) Las estructuras de basamento más orientales son interpretadas como de formación primaria y no asociadas a la inversión de sistemas extensionales previos. Durante este tiempo el arco se expandió hacia el este y se generaron las cuencas de antepaís miocenas. Finalmente, efectos termales asociados con la expansión del arco en el antepaís explicarían junto al desarrollo de transiciones frágiles-dúctiles el origen de las estructuras que involucran al basamento en la deformación del Mioceno tardío. Durante las etapas contraccionales previas la zona de retroarco fue probablemente caracterizada por un bajo flujo termal, razón por la cual las estructuras de basamento solo habrían utilizado anisotropías previas.

Adicionalmente explican la progresión excepcional de la deformación hacia el este conjuntamente con el desarrollo anómalo del magmatismo, a partir del gran relieve alcanzado en las partes internas del orógeno luego de la fase de deformación principal del Mioceno medio (15-11 Ma). De esta manera se habría generado una cuña de Coulomb suprecrítica, que para reestablecer su ángulo de pendiente crítica tendría que haber reaccionado expandiendo su área basal mediante la actividad de corrimientos frontales. Este relieve y la presencia de fundidos en el sistema de fallas habrían favorecido la generación de nuevas estructuras hacia el antepaís para reestablecer el ángulo de la cuña. Por último en el Mioceno tardío la disminución en las tasas de deformación serían producto de un posible empinamiento de la losa subducida y la disminución en la tasa de convergencia como lo indican los modelos geodinámicos actuales (Muller et al., 2008).

Finalmente, de acuerdo a las propuestas precedentes, el sector interno de la FPC de Malargüe a los 36° S sería el producto de la inversión tectónica en el Cretácico Tardío, probablemente en un régimen tectónico compresivo activo durante un estado termal de la corteza relativamente frío, al tiempo en que el arco permanecía en el oeste. El frente orogénico emergente neógeno, representado por la sierra Azul fue formado por estructuras contraccionales primarias de basamento desarrolladas en tiempos Miocenos. Éstas se habrían generado a partir del despegue producido por la generación de transiciones frágiles-dúctiles al momento del cambio del estado termal producto de la expansión oriental del arco en aquél momento (Kay et al., 2006; Ramos y Kay, 2006). No se descartan propuestas alternativas como las expuestas en relación al ángulo de Coulomb.

3 TECTÓNICA DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS Y EL DESARROLLO DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS MIOCENA (41°30'-43°S)*

Resumen

Los Andes Norpatagónicos han sido contruidos a través de múltiples mecanismos de inversión tectónica tanto de depocentros extensionales del Jurásico Temprano a Medio en los Andes principales como de depocentros de edad oligocena en el sector Precordillerano. Estos mecanismos han actuado durante dos periodos orogénicos distintivos, una fase inicial en el Cretácico Temprano tardío y una última fase miocena, precedida por un periodo extensional evidenciado por el desarrollo de hemigrábenes en el sector de retroarco. Esta última fase contraccional coexistió con una excursión hacia el antepaís del arco magmático, cuyas raíces están expuestas como *stocks* y cuerpos menores de composición granítica y rocas volcánicas subordinadas en la Cordillera Patagónica al este del arco actual. Esta etapa orogénica ha dado lugar al desarrollo progresivo de una cuenca de antepaís desde los 18 Ma en las partes internas de la cordillera, donde se depositaban sucesiones marinas en el frente orogénico que progresó hasta los 11 Ma en el antepaís al momento de la depositación de estratos continentales. La canibalización avanzó hasta el antepaís con el desarrollo de estructuras ciegas de basamento a las cuales se asocian estratos de crecimiento. Luego durante el Plioceno-Cuaternario el arco se retrajo a su posición actual y como consecuencia la deformación contraccional se dispó perceptiblemente.

Palabras clave: Andes Norpatagónicos, orogenesis, arco magmático, estratos de crecimiento, antepaís.

Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S)*

Abstract

The Northern Patagonian Andes have been constructed through multiple mechanisms that range from tectonic inversion of extensional structures of Early to Middle Jurassic age in the Main Andes to Oligocene in the Precordilleran region. These have acted during two distinctive orogenic stages, first in late Early Cretaceous and later in Miocene times Late Oligocene extension separates these two contractional periods and

is recorded by half-grabens developed in the retroarc region. The last contractional stage coexists with an eastward foreland expansion of the late Miocene arc whose roots are presently exposed as minor granitic stocks and volcanic piles subordinately in the Main Andes, east of the Present arc. As a consequence of this orogenic stage a foreland basin has developed, having progressed from 18 Ma in the main North Patagonian Andes, where the mountain front was flooded by a marine transgression corresponding to the base of the Ñirihuau Formation, to 11 Ma in the foreland area. Cannibalization of this foreland basin occurred initially in the hinterland and then progressed to the foreland zone. Blind structures formed a broken foreland at the frontal zone inferred from growth strata geometries. During Pliocene to Quaternary times most of the contractional deformation was dissipated in the orogenic wedge at the time when the arc front retracted to its Present position.

Key words: North Patagonian Andes, orogenesis, arc, foreland sedimentation

* Este Capítulo fue publicado como:

* This Chapter was published as:

Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V.A., 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S). *Tectonics* 31, TC3012.

3.1 Introducción

El conocimiento y el entendimiento de los mecanismos a partir de los cuales los Andes Centrales han evolucionado han sido mejorados sustancialmente en los últimos años. Éstos comprenden cambios en la geometría de subducción a través del tiempo (James y Sacks, 1999; Kay y Coira, 2009; Ramos y Folguera, 2009; Capitanio et al., 2011), cambios en el movimiento absoluto de la placa superior Sudamericana (Oncken et al., 2006; Ramos, 2009), factores climáticos (Lamb y Davis, 2003; Strecker et al., 2009; Hain et al., 2011), controles estructurales variables y presencia de prismas sedimentarios que acomodan diferencialmente el acortamiento (Allmendinger et al., 1997; Kley et al., 2005; Ramos et al., 2004; Giambiagi et al., 2009), y procesos sublitosféricos (Sovolev et al., 2006). Incluso factores remotos como el cierre del océano Thetis han sido mencionados para explicar la episódica contracción andina (Silver et al., 1998). Por lo tanto, el sistema Andino se manifiesta como un sistema complejo en donde diferentes factores podrían estar actuando de manera sobreimpuesta, exhumando de manera diferencial la corteza superior y causando su eventual colapso. En estos análisis, los Andes Patagónicos han sido prácticamente ignorados. Sus mecanismos contraccionales fueron escasamente acotados en el área con la excepción de algunos trabajos como los de Diraison et al. (1998), Giacosa y Heredia (1999; 2004a) Giacosa et al. (2005), mientras que los valores de acortamiento, así como las edades precisas de las etapas de deformación, son virtualmente desconocidas o poco acotadas. Este trabajo se enfoca en abordar estos puntos clave por medio del estudio de la geología y la estructura en un segmento de los Andes Norpatagónicos. Los modelos orogénicos inferidos para este segmento permiten su comparación con otros segmentos Andinos aledaños, en particular en relación a cambios en la inclinación de la losa, la naturaleza de la corteza oceánica subducida y estructuras heredadas. Adicionalmente, este capítulo intentará llenar un importante gap en los gradientes de acortamiento a lo largo del rumbo del sector sur de los Andes Centrales, permitiendo comprenderlos de manera más completa, así como permitiendo la identificación y comparación de las etapas orogénicas con aquéllas encontradas en latitudes diferentes. Finalmente, este trabajo permite comparar tasas de acortamiento pasadas con tasas de acortamiento modernas derivadas de métodos geodésicos.

La construcción de los Andes Norpatagónicos ha sido adscripta en la literatura a varias etapas deformacionales durante los últimos 100 Ma (Feruglio, 1947; 1949-50; Ramos y Cortés, 1984; Giacosa y Heredia, 1999). Una faja plegada y corrida cretácica tardía-cenozoica es registrada en la zona del retroarco, principalmente en la pendiente oriental de los Andes Norpatagónicos (Figura 3.1), como consecuencia directa de los esfuerzos actuantes en la corteza superior inherentes a la mecánica del sistema de subducción reflejada en la acumulación de acortamiento. Este capítulo se concentra en esta área, donde la faja plegada y corrida particularmente ha tenido un particular desarrollo oriental, con una progresión de la deformación hacia el este con el desarrollo de

cuencas frontales terciarias potentes y deformadas creando un rasgo curvo en el antepaís, en comparación con las secciones al norte y al sur en los Andes (Feruglio, 1947; Coira et al., 1975; Nullo, 1979; Peroni et al., 1995; Figari, 2005; Giacosa et al., 2010) (Figuras 3.1 y 3.2). La razón de esta expresión morfológica contrastante no está del todo clara y constituye uno de los ejes principales de este capítulo. Esta tarea requiere de la integración de estudios estructurales y tectónicos para desentrañar los potenciales procesos que pueden asociarse al magmatismo, la sedimentación y la deformación en el tiempo.

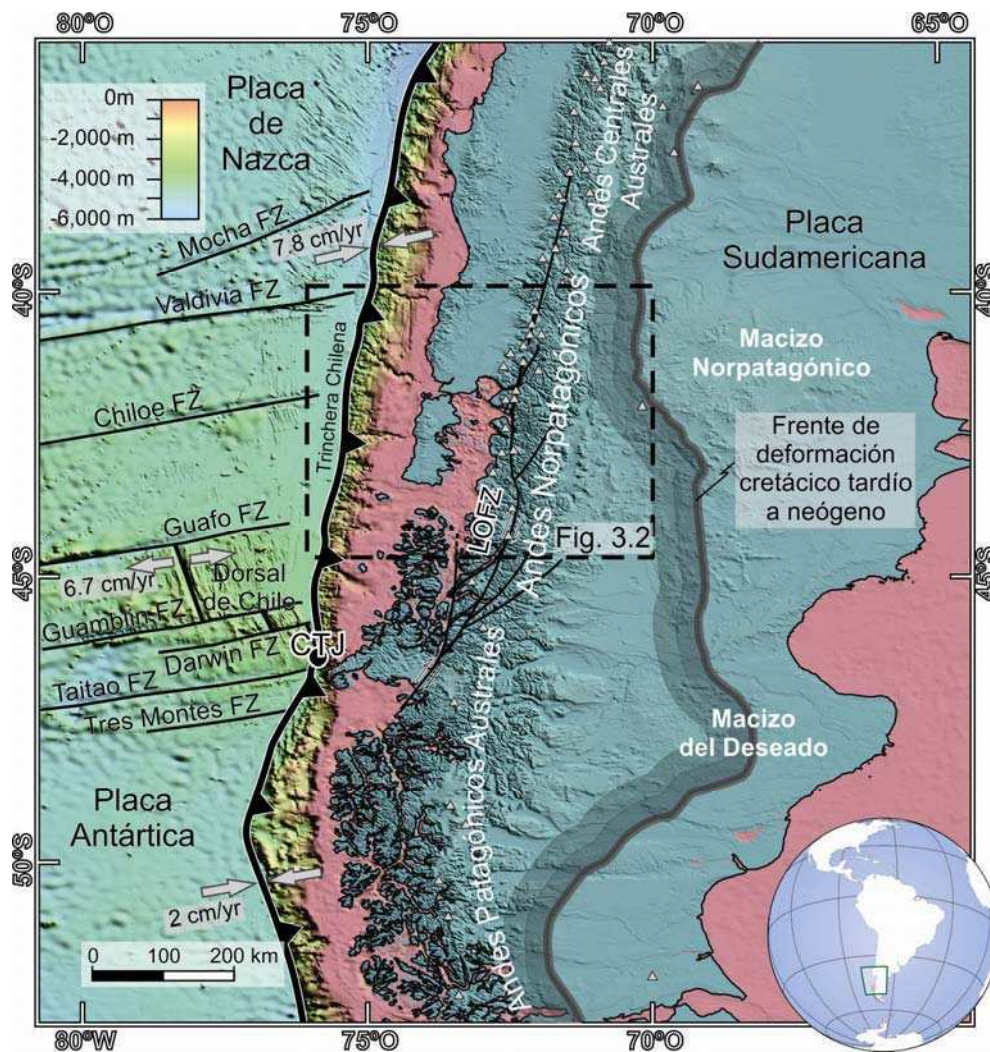


Figura 3.1. Marco tectónico de los Andes Patagónicos, con la ubicación del área de estudio en el sector norte (Figura 3.2) y la configuración actual de la zona de interacción entre las placas Sudamericana, de Nazca y Antártica. La línea gris gruesa denota la extensión variable del frente de deformación cretácico tardío-neógeno en base a Coutand et al. (1999), Zapata et al. (1999), Ghiglione et al. (2009), Giacosa et al. (2010), Fosdick et al. (2011). La zona de fallas de Liquiñe-Ofqui (LOFZ), aledaña al eje cordillerano, acomoda la mayor parte de la convergencia oblicua entre las placas al norte del punto triple (CTJ) como desplazamientos de rumbo, dejando una faja plegada y corrida prácticamente fósil hacia el E, donde se focaliza este estudio. Los triángulos gris claro representan la ubicación de los volcanes activos. Las flechas denotan la convergencia relativa y las tasas de expansión oceánica (después de Thomson et al., 2001; Cande y Leslie, 1986; Somoza, 1998). La base topográfica del mapa fue construida mediante datos de elevación digital del NOAA (Becker et al., 2009).

A pesar de que los mecanismos de deformación asociados con el desarrollo neógeno de la faja plegada y corrida hayan sido discutidos, no se ha alcanzado aún un consenso completo acerca de los mismos. Mientras desplazamientos de rumbo han sido inferidos para el desarrollo de las principales estructuras contraccionales (Spalletti y Dalla Salda, 1996; Diraison et al., 1998), otros trabajos establecen desplazamientos de inclinación como el mecanismo dominante para los cabalgamientos de piel gruesa (Giacosa y Heredia, 1999). Adicionalmente, la presencia de anisotropías estructurales heredadas que podrían controlar el desarrollo de la faja plegada y corrida no es clara. Con anterioridad se ha establecido que las principales estructuras contraccionales estuvieron fuertemente controladas por las anisotropías del basamento subyacente ígneo-metamórfico (Coira et al., 1975), mientras que otros sugieren que son el producto de la inversión de despegues extensionales mesozoicos y/o cenozoicos heredados de sistemas de rift y cuencas de retroarco previas (Giacosa y Heredia, 2004b; Bechis y Cristallini, 2006). Una de las características más llamativas de la zona de estudio son las potentes sucesiones de estratos oligocenos superiores a miocenos en la faja plegada y corrida oriental, en la zona del tope de cuña, alcanzando 2.300 m, que son condensados hasta 300-500 m hacia el norte de los 39°S y hacia el sur de los 43°S (Figura 3.2) (Marshall y Salinas, 1990; Radic et al., 2002; García Morabito et al., 2010; Flynn et al., 2008; Rojas Vera et al., 2010). Estos depósitos son conocidos como las Formaciones Ñirihuau y Collón Curá, estudiadas extensivamente en trabajos regionales previos (e.g. Feruglio, 1949-50; Mazzoni y Benvenuto, 1990). En las últimas décadas, han habido intentos de restringir espacio-temporalmente este relleno sedimentario cenozoico, alojado en el frente de deformación oriental, generalmente interpretado como una cuenca tafrogénica (Cazau, 1980; Spalletti, 1983; Mancini y Serna, 1989) o más recientemente como una cuenca de antepaís (Ramos y Cortés, 1984; Giacosa y Heredia, 1999). Después de los pioneros y detallados trabajos de Feruglio (1947; 1949-50), llevados a cabo en el área del frente orogénico, la parte norte de la cuenca de Ñirihuau-Collón Curá (al norte de los 42°S) ha captado generalmente la mayor atención, gracias a sus mejores exposiciones (e.g. Ramos y Cortés, 1984; Diraison et al., 1998; Giacosa y Heredia, 2004a; Giacosa et al., 2005; Bechis y Cristallini, 2006). Este trabajo se centra en su sector austral, que ha sido mucho menos estudiado. Aquí, se pueden observar una serie de características que pueden ayudar a saldar discusiones previas sobre los mecanismos asociados con la acumulación de las sucesiones oligocenas superiores a miocenas en el sector del antepaís. El presente estado de discusión apunta a regímenes tectónicos contrastantes asignados a este intervalo de la cuenca: (a) una cuenca de retroarco extensional superpuesta a estructuras contraccionales previas (Cazau, 1980; Cazau et al., 1989; Mancini y Serna, 1989; Bechis y Cristallini, 2006); (b) una cuenca de *pull-apart* desarrollada en el frente orogénico (Dalla Salda y Franceze, 1987; Spalletti y Dalla Salda, 1996); y (c) una cuenca de antepaís (Ramos y Cortés, 1984; Giacosa y Heredia, 1999; 2004a; Giacosa et al., 2005). Esta zona de estudio en los Andes Norpatagónicos (Figura 3.2), se caracteriza además por poseer potentes sucesiones de rocas volcánicas

del Cretácico Inferior alto y Cenozoicas depositadas en tres fajas magmáticas diferentes que constituyen expansiones anómalas en la región sub-Andina previamente notadas por Lizuaín (1983), Rapela et al. (1988), Mazzoni et al. (1991), Giacosa y Marquez (1999), Suárez y De la Cruz (2001). Estudios geocronológicos y geoquímicos previos en estas unidades magmáticas contituyeron una contribución fundamental requerida para poder inferir cambios potenciales en la geometría de subducción (Rapela et al., 1988; Suárez y De La Cruz, 2001). Estas expansiones orientales del arco han sido identificadas en estos trabajos como posibles somerizaciones de las losas subducidas. Por lo tanto, diferentes etapas de construcción andina y periodos de relajación extensional de la cuña orogénica han sido relacionados de manera hipotética a esos cambios (Suárez y De La Cruz, 2001; Kay et al., 2006; Litvak et al., 2008; Spagnuolo et al., 2012).

Datos termocronológicos obtenidos en estudios llevados a cabo principalmente en la pendiente occidental de los Andes muestran parcialmente aquéllas etapas de exhumación cretácicas y neógenas que afectaron en la zona del retropaís mientras la zona de retroarco era deformada (Figura 3.2). La exhumación inicial del Cretácico Tardío ha afectado amplias zonas del arco y del antearco, mientras que las exhumaciones del Mioceno tardío aparecen de manera más localizada a lo largo del frente del arco actual (Figura 3.2) (Thomson et al., 2001, 2010; Adriasola et al., 2005; Glodny et al., 2008; Duhart y Adriasola, 2008).

En este capítulo se intenta integrar el mapeo geológico realizado, también sustentado en estudios previos, con información sísmica y datos geocronológicos desde el eje cordillerano hasta la región sub-Andina. El trabajo de campo se ha enfocado en los Andes Norpatagónicos principales y en la región frontal donde se acumularon depósitos sinorogénicos, para identificar las principales etapas de construcción que afectaron la faja plegada y corrida y relacionarlas con las diferentes posiciones que adoptó el arco magmático a través del tiempo. Para alcanzar estos objetivos, i) se mapearon, correlacionaron, y dataron un conjunto de sucesiones sedimentarias clave en la zona del retropaís por medio de técnicas U/Pb para establecer una estratigrafía coherente e identificar las estructuras principales; ii) se dataron y describieron los depósitos sinorogénicos asociados alojados en el área como depocentros de *piggy-back*; iii) se describió tanto en superficie como por medio de información sísmica la cuenca de antepaís frontal en la zona del tope de cuña; y finalmente iv) se obtuvieron datos estructurales para producir dos transectas estructurales balanceadas y subsecuentemente restauradas con el motivo de modelar e inferir mecanismos profundos asociados con las estructuras expuestas y cuantificar su acortamiento.

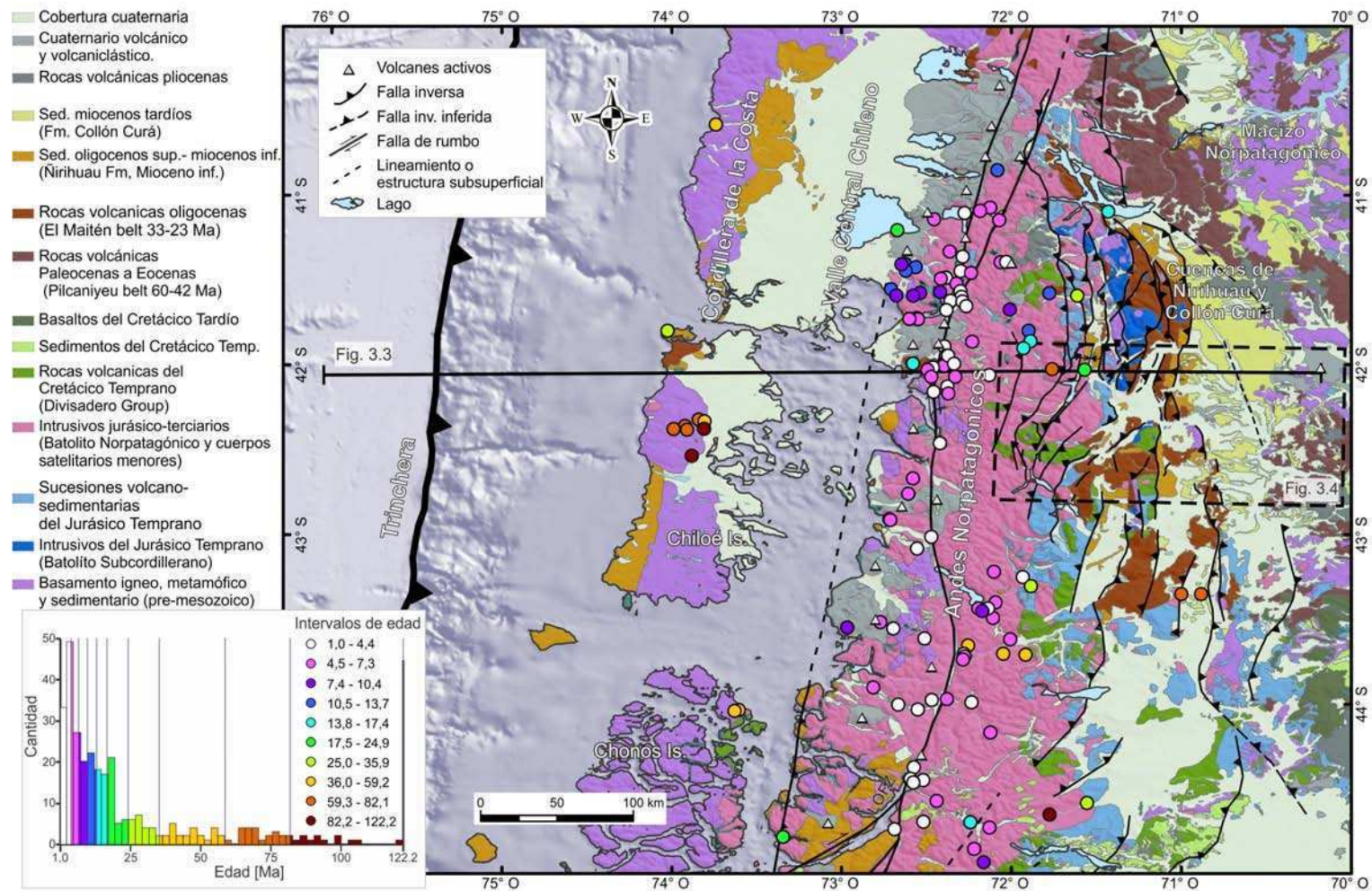


Figura 3.2. Mapa geológico regional simplificado de los Andes Norpatagónicos con las estructuras y unidades geológicas principales (véase la Figura 3.1 para su ubicación). Compilación de edades de trazas de fisión publicadas, indicadas en puntos de color, tomados de Thomson et al. 2010 (y referencias allí citadas). Nótese que la exhumación más joven (neógena) se localiza a lo largo de la zona de fallas de Liquiñe-Ofqui, mientras que en el sector costero así como en el retroarco, fueron determinadas edades más antiguas. También se observa una expansión variable de las diferentes sucesiones de rocas de arco a través del tiempo, particularmente en el Cretácico, Eoceno tardío, y Mioceno tardío, que dieron lugar a diferentes propuestas de somerizaciones en el área (Llambías y Rapela, 1989; Suárez y De La Cruz, 2001; Folguera y Ramos, 2011).

3.2 Marco geológico

Los Andes Norpatagónicos son la expresión de la subducción de una serie de placas Pacíficas por debajo de la placa Sudamericana (Figura 3.1). Las interacciones de placas en el Cenozoico tardío en la trinchera Chilena se encuentran relativamente bien constreñidas por medio de las anomalías magnéticas marinas y subsecuentes reconstrucciones de placas (e.g. Cande y Leslie, 1986; Somoza, 1998; Eagles et al., 2009), indicando un patrón de convergencia relativamente uniforme entre las placas de Nazca y Sudamericana desde el Neógeno al Presente. La última configuración que puede ser extrapolada para los últimos 20 Ma se indica en la Figura 3.1, donde la placa de Nazca se subducta a N78°E por debajo de la placa Sudamericana a una velocidad relativa de 7,8 cm/a (Somoza, 1998). Sin embargo, en forma previa a los 26 Ma la placa de Farallón se subdujo de manera más oblicua con respecto al margen de placas (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

El segmento bajo estudio (Figura 3.2) se ubica al norte del Punto Triple Chileno (CTJ) que separa la placa de Nazca hacia el norte y la placa Antártica hacia el sur a lo largo del borde de subducción (Figura 3.1). El sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (LOFZ) (Hervé et al., 1974; Cembrano et al., 1996) es un sistema de desplazamiento de rumbo de más de 1.000 km de largo que concentra la mayor parte de la actividad sísmica cortical a estas latitudes (Figuras 3.2 y 3.3) (Lavenue y Cembrano, 1999; Lange et al., 2008). Este sistema de fallas se divide hacia el norte a través de la pendiente occidental de los Andes a lo largo del frente del arco magmático, definiendo una microplaca hacia el oeste (Figura 3.2) (Melnick et al., 2008). La región del antearco correspondiente a esta microplaca comprende, de oeste a este, la plataforma continental mar adentro compuesta de sucesiones marinas del Cretácico Superior a Plioceno (González, 1989), un núcleo metamórfico expuesto en la Cordillera de la Costa (Thomson y Hervé, 2002), la Depresión Central formada por estratos del Mioceno y Plioceno (González, 1989), y el Batolito Patagónico (Munizaga et al., 1988; Pankurst et al., 1992, 1999; Castro et al., 2011), que es afectado y exhumado por la deformación neógena (Figuras 3.2 y 3.3) (Cembrano et al., 1996; Lavenue y Cembrano, 1999). La Cordillera de la Costa, al sur de los ~38°S, constituye un prisma de acreción carbonífero metamorizado en el Paleozoico tardío a Triásico Tardío (Thomson y Hervé, 2002; Willner et al., 2004; Hervé et al., 2007a; Duhart y Adriasola, 2008). Al sur de los 42°S, éste rasgo se sumerge parcialmente por debajo del océano Pacífico, dejando las islas de Chiloé y Chonos como remanentes aislados del continente (Figura 3.2). La Cordillera de la Costa fue exhumada en primer lugar en tiempos cretácicos tardíos (Duhart y Adriasola, 2008) y subsecuentemente levantada en tiempos neógenos en base a datos de trazas de fisión en apatitas y circones (González, 1989; Finger et al., 2007; Duhart y Adriasola, 2008; Glodny et al., 2008; Nielsen y Glodny, 2009). La cuenca intermontana de la Depresión Central es delimitada en la pendiente oriental de la isla de Chiloé, al sur del golfo de

Ancud, y constituye la prolongación de la cuenca de Osorno-Llanquihue hacia el sur (McDonough et al., 1997). La depresión Central contiene aproximadamente 4 km de rocas volcánicas marinas y sedimentos glaciales acumulados en un depocentro de 70 km de ancho paralelo a la trinchera (Jordan et al., 2001; Duhart y Adriasola, 2008) (Figura 3.3). El borde oriental de la Depresión Central es definida por el Batolito Patagónico y el arco volcánico actual en los Andes Norpatagónicos, donde se desarrolla la LOFZ (Lavenu y Cembrano, 1999; Lange et al., 2008) (Figure 3.2 y 3.3). El Batolito Patagónico es un rasgo de orientación N-, de 2.000 km de largo y 200 km de ancho compuesto de rocas calco-alcalinas del Jurásico Medio a Mioceno (Munizaga et al., 1988; Pankhurst et al., 1992, 1999; Rolando et al., 2002; Rapela et al., 2005; Castro et al. 2011). Al sur de los 39°S, este batolito muestra un pronunciado gradiente mioceno de exhumación exponiendo niveles más profundos al sur de los 40°S (Glodny et al., 2008) a lo largo de la LOFZ, reflejando una rápida exhumación en las partes internas del orógeno de un orden de magnitud más grande que aquellas al norte de los 39°S (Glodny et al., 2008). Este sistema de fallas es una estructura cortical, con movimientos transcurrentes de cinemática dextral donde se concentra la sismicidad, cuyos mecanismos focales confirman la dinámica de desgarre (Figura 3.3) (Lavenu y Cembrano, 1999; Quezada y Bataille, 2008; Lange et al., 2008).

La pendiente oriental de los Andes está formada por la continuación oriental del Batolito Patagónico, que intruye localmente un basamento Paleozoico (Figura 3.2; Pankhurst et al., 1992) que se monta por encima de potentes sucesiones volcánicas mesozoicas (Figura 3.3) (Giacosa et al., 2001; Tobal et al., 2011). Esta región conforma la parte interna de la faja plegada y corrida Norpatagónica, desarrollada principalmente en la pendiente oriental de los Andes a estas latitudes (Figuras 3.2, 3.3 y 3.4). La deformación en esta sección es caracterizada por una serie de cabalgamientos de piel gruesa y vergencia oriental (Ramos y Cortés, 1984; Giacosa et al., 2001) que emplazaron granitoides jurásicos, cretácicos y cenozoicos en la zona del retropais (*hinterland*) en un basamento ígneo-metamórfico paleozoico (Petersen y González Bonorino, 1947; Basei et al., 1999; Giacosa et al., 2001, 2005). Algunos *roof pendants* de las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas inferiores son engolfados en estas rocas plutónicas (González Bonorino, 1944; Miró, 1967; González Bonorino, 1974; Thiele et al., 1978; Lizuaín, 1980; Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001). Gran parte de las rocas expuestas al este del Batolito Patagónico corresponden a las rocas volcánicas del Grupo Divisadero del Cretácico Inferior alto que cubren en discordancia a las sucesiones volcánicas jurásicas y que ocasionalmente son intruidas por granitoides del Cretácico Superior (Sepúlveda y Viera, 1980; Lizuaín, 1987). Su composición es calco-alcalina, relacionada a la actividad de un arco magmático (Skarmeta y Charrier, 1976; Ramos, 1982). Las rocas sedimentarias neógenas son escasas, siendo el cerro Plataforma una exposición particularmente prominente, desarrollada en el sector interno cordillerano en el área de estudio (Figura 3.4). Hacia el noreste, en la pendiente oriental de los Andes principales, se desarrolla el depocentro de la subcuenca de El Bolsón (Figura 3.4) (Giacosa y Heredia, 2004b).

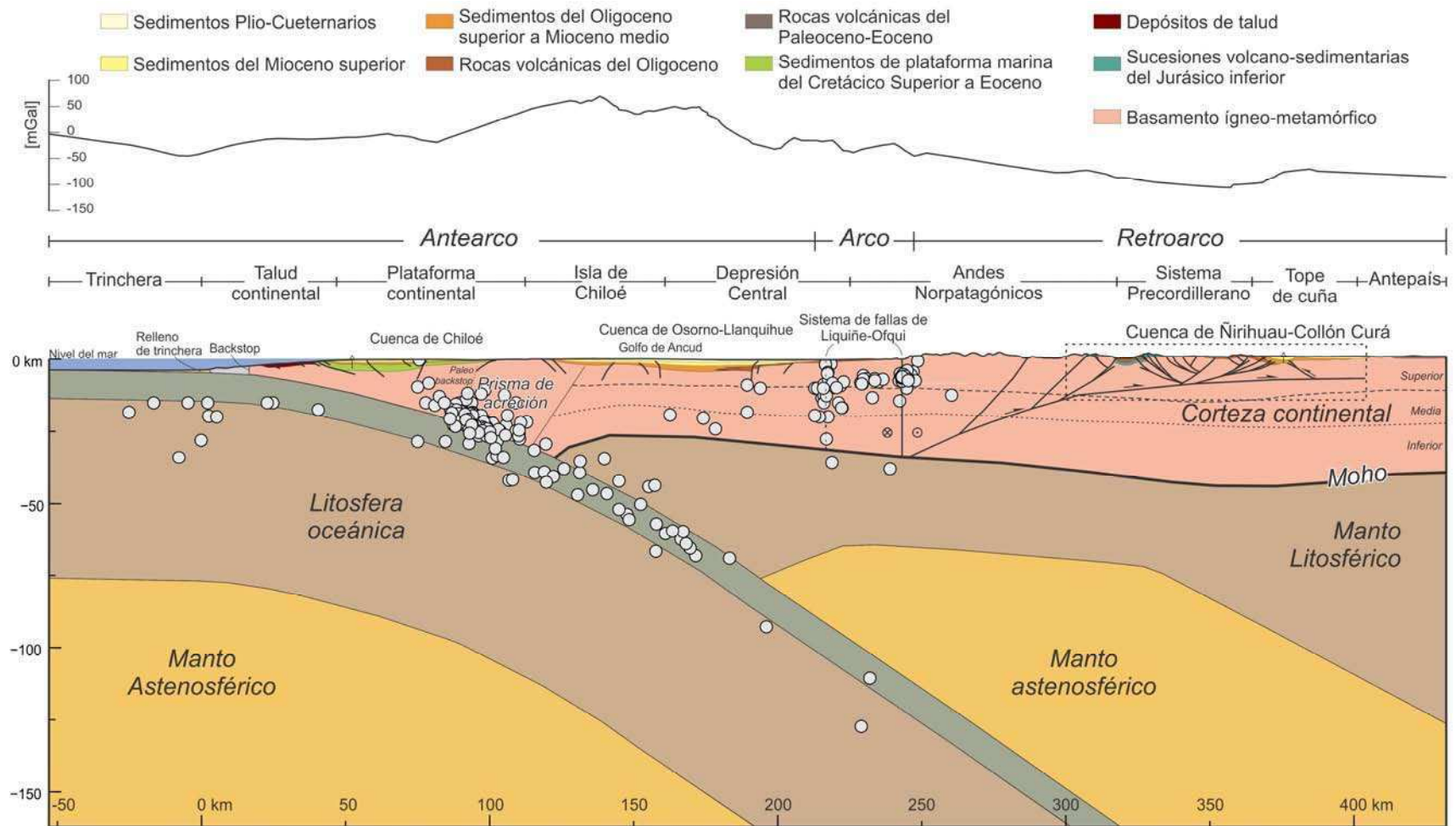


Figura 3.3. Sección de escala cortical a los 42°S. La región del antearco está basada en González (1989) y Contreras-Reyes et al. (2010). La sismicidad cortical fue tomada de Lange et al. (2008), y la estructura litosférica profunda fue obtenida del modelo de Tašárová (2007). Los datos de la estructura del retroarco corresponden al presente estudio. La subsidencia cretácica tardía y neógena ha sido controlada por estructuras normales en la región del antearco. En la región del arco, estructuras corticales de rumbo subverticales, correspondientes al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Hervé et al., 1974; Lavenú y Cembrano, 1999), concentran la sismicidad cortical. Hacia el este, de manera antitética a la zona de subducción, estructuras inversas deforman la zona del retroarco, donde se aloja este análisis. Este esquema revela un cierto grado de partición de la deformación en la región como fue propuesto previamente por Lavenú y Cembrano (1999). Nótese también que el acortamiento es alcanzado principalmente en la zona de retroarco.

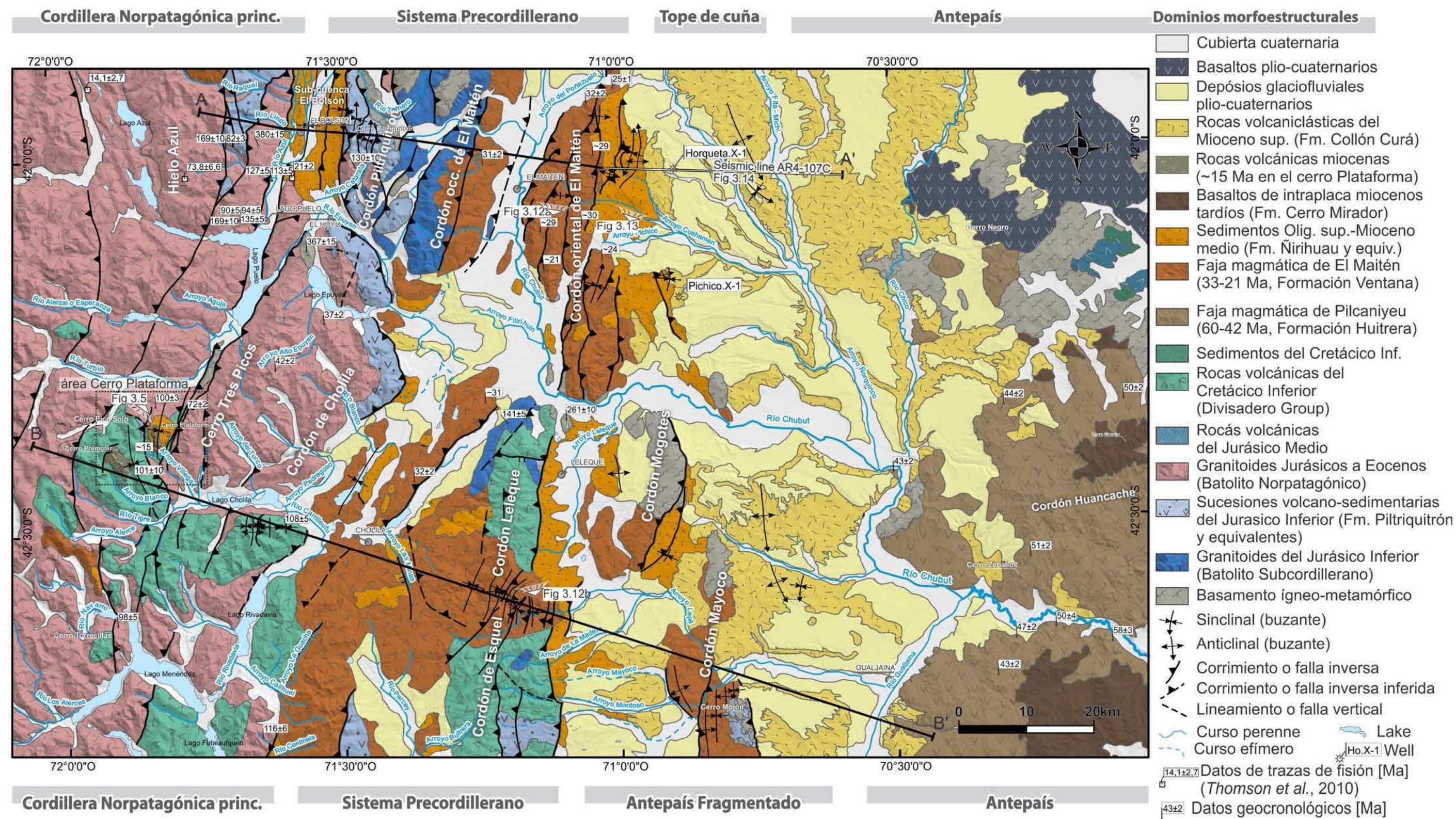


Figura 3.4. Mapa geológico de la zona de estudio ubicada en la faja plegada y corrida Norpatagónica y la porción austral de las cuencas medio Niriuhau y Collón Curá del Oligoceno tardío a Mioceno medio. La geología está basada en nuevos mapeos y su adaptación a trabajos realizados previamente en el área (Petersen y González Bonorino, 1947; Volkheimer, 1973; González Bonorino, 1979; Volkheimer y Lage, 1981; Lage, 1982; Lizuaín, 1983; Giacosa y Heredia, 2004b). Nótese tres dominios particulares: los Andes principales en el sector occidental, y hacia el este el sistema Precordillerano y el sector del antepaís. Los Andes principales se caracterizan por la presencia de granitoides jurásicos a cretácicos (Hervé et al., 2007b; Castro et al., 2011) intruyendo sucesiones volcánicas mesozoicas (Skarmeta y Charrier, 1976; Ramos, 1982; Suárez y De La Cruz, 2001; Suárez et al. 2009) y localmente sucesiones cenozoicas. El sistema Precordillerano está conformado por secuencias paleozoicas (Pankhurst et al., 2006; Varela et al. 2005), intruidas por granitoides del Jurásico Inferior (Gordon y Ort, 1993), cubiertos en discordancia por sucesiones del Jurásico Medio a Cretácico y Terciario (Lizuaín, 1987; Rapela et al., 1988). También se presentan las edades radiométricas existentes de las unidades ígneas y volcánicas (González Díaz, 1982; Lizuaín, 1983; Rapela et al., 1988; Cazau et al., 1989; Mazzoni et al., 1991; Gordon y Ort, 1993). Se indican las ubicaciones de los perfiles sísmicos de reflexión 2D, pozos y las secciones estructurales A-A' (Figura 3.15) y B-B' (Figura 3.16) presentados en este Capítulo.

Hacia el este, un sistema Precordillerano es caracterizado por una geología sustancialmente diferente. Una amplia distribución de rocas del Paleozoico superior (Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006), intruidas por granitoides del Jurásico Inferior (Figura 3.4) (Gordon y Ort, 1993) contemporáneos con las sucesiones volcano-sedimentarias aflorantes hacia el oeste, son las litologías más importantes. Esta configuración ha llevado a que Giacosa et al. (2001) haya propuesto una cuenca de intra-arco jurásico temprana desarrollada entre dos arcos para este tiempo: Uno conservado en facies volcánicas expuesto en los Andes principales, y otro externo cuyas raíces son exhumadas en el sistema Precordillerano. Las sucesiones sedimentarias y volcánicas del Jurásico Medio a Cretácico sobreyacen en discordancia a las rocas del Jurásico Inferior y el basamento Paleozoico (Figura 3.4). Al sur de los $\sim 42^{\circ}\text{S}$ estas rocas volcánicas del Jurásico Medio a Cretácico alcanzan un amplio desarrollo hacia el antepaís (Figuras 3.2 y 3.4) (Lizuaín, 1987; Giacosa y Heredia, 1999). En el sistema Precordillerano un conjunto de rocas volcánicas de edad oligocena (33-23 Ma) se dispone a lo largo de una faja de orientación N- (Figura 3.4). Su composición varía de calco-alcalina a toleítica, relacionada a la actividad de un arco expandido en estas latitudes en una corteza relativamente delgada (Rapela et al., 1988).

Los principales depocentros clásticos miocenos se encuentran hacia el este desplazados con respecto a una serie de exposiciones aisladas en los Andes principales, cubriendo parcialmente el sector oriental del sistema Precordillerano (Figura 3.4). Estos ocupan dos cuencas principales, la cuenca de Ñirihuau, con depósitos fluviales y lacustres con influencia marina, de edad miocena inferior a media (Cazau et al., 1989; Mancini y Serna, 1989; Paredes et al., 2009; Ramos et al., 2011) y la cuenca de Collón Curá, con depósitos fluvio-lacustre a piroclásticos, de edad miocena media a tardía (Mazzoni y Benvenuto, 1990). Estas sucesiones se disponen en discordancia sobre el basamento en el área del antepaís, el cual se encuentra compuesto por rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico superior cubiertas por sucesiones volcánicas bimodales Paleocenas a Eocenas (Mazzoni et al., 1991; Rapela et al., 1988; Wilf, 2010).

3.3 Geología del área de estudio

3.3.1 Pendiente oriental de los Andes principales y el sistema Precordillerano

La porción occidental del área de estudio (Figura 3.4), donde se desarrollan los Andes principales, exhibe un relieve abrupto influenciado en gran medida por la erosión glacial plio-pleistocena (Thomson, 2002; Adriasola et al., 2005). A través de estos valles profundos, por encima de la línea de cobertura de vegetación, se observan extensos afloramientos de granitoides calco-alcalinos jurásicos a cretácicos como rocas

predominantes (Gordon y Ort, 1993; Rapela et al., 2005; Hervé et al., 2007b) (Figura 3.4). Las rocas jurásicas comprenden potentes sucesiones marinas, volcánicas y volcanoclásticas de hasta ~2.000 m de espesor (Miró, 1967; Lizuaín, 1980). Estos estratos aparecen como *roof pendants* o se disponen en contacto tectónico con las rocas plutónicas del Batolito Cordillerano, así como corridos por sobre las unidades terciarias en el borde oriental de los Andes principales. En este dominio estas rocas presentan una distribución discreta, a lo largo de un depocentro NNO, desde el cerro Piltriquitrón en el sistema Precordillerano hacia las partes internas de los Andes principales (Figura 3.4). La edad jurásica de estas secuencias fue asignada en base a su contenido paleontológico (véase Lizuaín, 1980) y sus relaciones de intrusión con respecto a granitoides del Cretácico Inferior que brindan una edad mínima (González Díaz y Lizuaín, 1984; Giacosa et al., 2001).

Particularmente, al oeste del área del cerro Plataforma, en la pendiente oriental del cerro Pico Solo, ha sido identificado en este estudio un afloramiento compuesto por rocas volcano-sedimentarias jurásicas (Figura 3.5). Estos paquetes sedimentarios se separan por una discordancia angular de las brechas volcánicas y lavas del Cretácico Inferior sobreyacentes del Grupo Divisadero (Figura 3.5). Estas rocas consisten en sucesiones cíclicas de bancos de calizas, areniscas cuarzo-feldespáticas, areniscas conglomerádicas, y brechas volcánicas (Figura 3.6). Sucesiones similares que se exponen mucho más hacia el norte fueron estudiadas por Spalletti et al. (2010) quienes obtuvieron edades U-Pb SHRIMP de 191.7 ± 2.8 Ma en tobas intercaladas en lutitas, limolitas y areniscas gruesas a conglomerádicas de la Formación Piedra del Águila. Esta sucesión, identificada en la localidad de Pico Solo, es corrida por encima de granitoides de 100 ± 3 y 72 ± 2 Ma por medio de dos fallas inversas de orientación N60°O y N- (Lizuaín, 1979; Gordon y Ort, 1993). Las sucesiones sedimentarias inferiores exhiben una arquitectura interna compleja que es interpretada como una cuña de sinrift (Figura 3.5). Estos estratos aumentan su espesor hacia la falla sub-vertical de orientación N- que sobrecorre a las sucesiones del Jurásico Inferior por encima de los granitoides Cretácicos. Esta es interpretada como una falla normal invertida, donde se habría generado espacio para la acumulación de la sedimentación sinextensional caracterizada por progresivas discordancias angulares. Una muestra fue colectada de un banco de areniscas gruesas en la base de esta sucesión para su posterior datación por medio del método geocronológico U-Pb LA-ICP-MS en circones detríticos (análisis llevados a cabo en la Universidad de Washington State) (Figura 3.6). Las edades U-Pb obtenidas para esta sucesión se muestran en la Figura 3.6. El pico más joven de 197 Ma es considerado como la edad máxima de sedimentación para estos depósitos. Esta edad es equiparable a aquella obtenida por Spalletti et al. (2010) en estratos correlativos hacia el norte. Las poblaciones más antiguas en el diagrama de probabilidades de la Figura 3.6 se centran alrededor de los 298-304 Ma, lo que implica una fuente que puede ser localizada de manera aislada a lo largo del eje de la Cordillera Norpatagónica (Figura 3.2) así como en el sector Precordillerano (Figuras 3.2, 3.4 y 3.7).



Figura 3.5. Geología de la pendiente oriental de los Andes Norpatagónicos principales representada por unidades mesozoicas y cenozoicas aflorantes en el faldeo del cerro Pico Solo (véase la Figura 3.3 para su ubicación). Nótese la presencia de los estratos subyacentes con geometría de crecimiento sinextensional representadas a su vez por discordancias angulares progresivas en una sucesión clástica de edad jurásica temprana (véase la sección correspondiente a los análisis de circones detríticos). Rocas volcánicas del Jurásico Medio cubren en discordancia angular las sucesiones subyacentes denotando la geometría de hemigraben. Estas son cubiertas por medio de una marcada discordancia angular por las rocas volcánicas del Grupo Divisadero, datadas en este sector en 101 ± 10 Ma (Lizuaín, 1987). La totalidad de este paquete de rocas se encuentra en contacto tectónico con los granitoides jurásicos a cretácicos que conforman el Batolito Norpatagónico datado por Gordon y Ort (1993) en este sector.

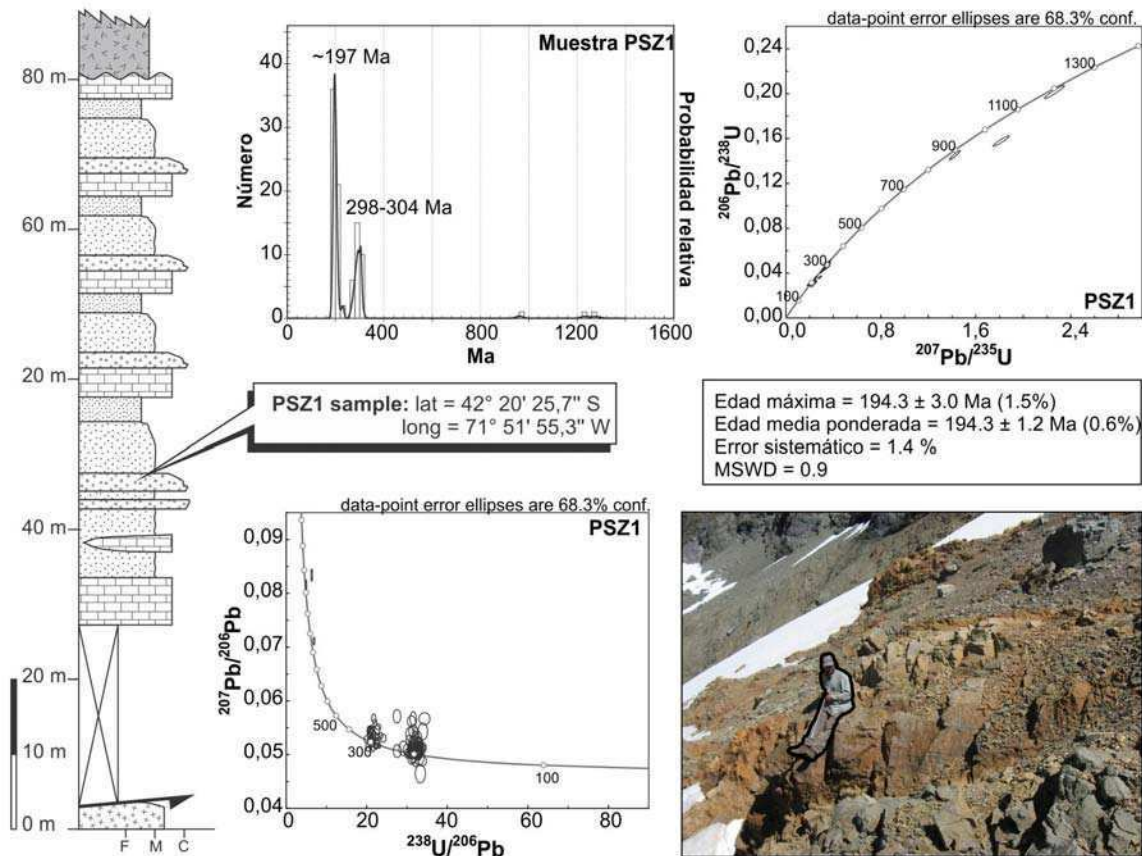


Figura 3.6. Curvas de distribución de probabilidad e histogramas de edades U-Pb en circones detríticos y diagramas de concordia por medio de relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de los granos de circon correspondientes a una muestra de arenisca gruesa de los estratos de sincrecimiento indicados en la Figura 3.5 (muestra PSZ1). La esquina inferior-derecha muestra el afloramiento del lugar de colección compuesto por bancos de calizas intercalados con areniscas (persona de escala). Nótese la población más joven de 194.3 ± 3.0 Ma asignada como la edad máxima de sedimentación para esta sucesión. Nótese también, una población importante de 298-304 Ma representada en la región por fuentes expuestas hacia el norte de los Andes Norpatagónicos y hacia el este en la porción occidental de la región Precordillerana (Basei et al., 1999) (véase la Figura 3.3).

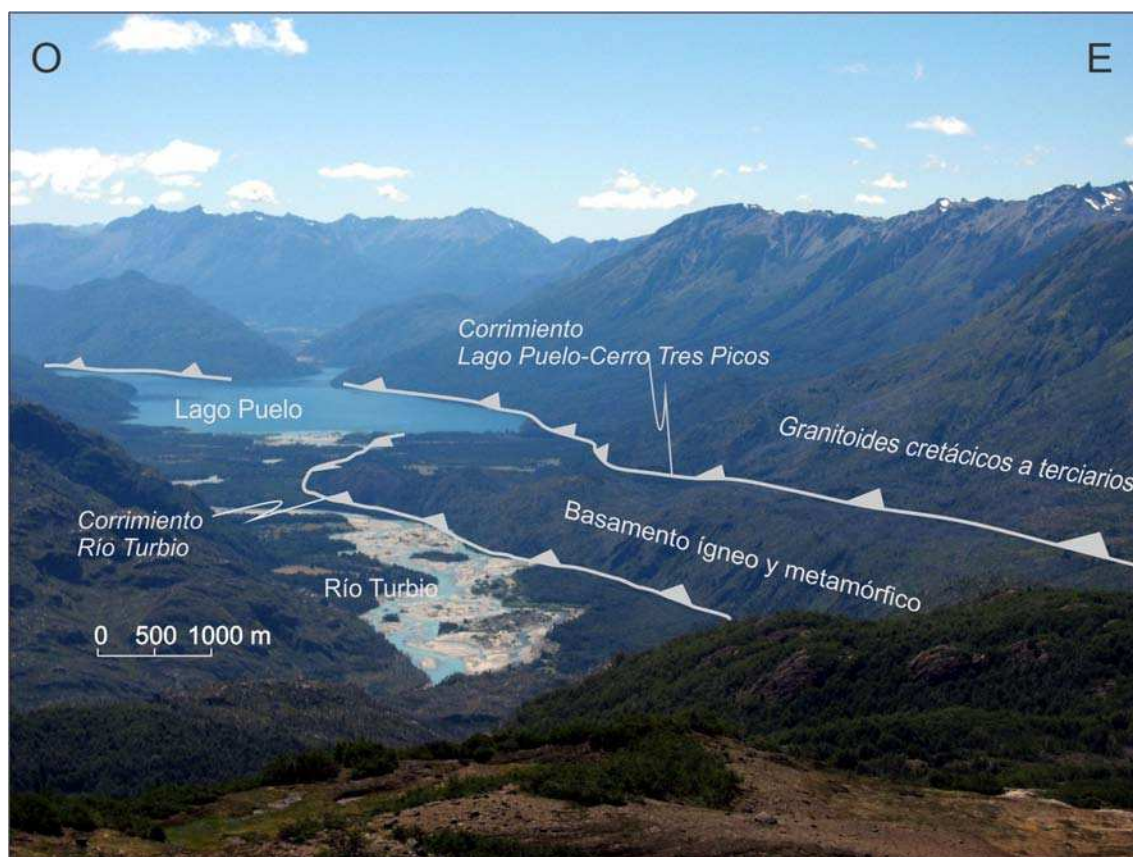


Figura 3.7. Retrocorrimientos en el área del lago Puelo – cerro Plataforma que levantan el basamento paleozoico y los granitoides cretácicos a cenozoicos del cerro Tres Picos (véase la Figura 3.3 para su ubicación).

Estas rocas se disponen por debajo de las andesitas e ignimbritas riolíticas del Grupo Divisadero (Figura 3.5) que se apoyan en discordancia y han sido datadas en 101 ± 10 Ma por Lizuaín (1987) en la aldea local del arroyo Villegas y también han sido datadas en 108 ± 2 Ma en la localidad de Cholina por Rapela et al. (1988) (Figura 3.4).

Hacia el este, el cerro Plataforma (Figura 3.4) está constituido por una sección basal de granitoides cretácicos (ver Gordon y Ort, 1993) que intruyen localmente a los estratos volcánicos del Grupo Divisadero. Estas rocas son cubiertas en discordancia por 450 m de un conjunto de rocas clásticas marinas y volcánicas del Mioceno inferior-medio (Figura 3.8B) cuya edad fue inicialmente inferida en base a su contenido paleontológico (Lizuaín, 1979; Griffin et al., 2002). La sucesión volcánica superior (Figura 3.8B) fue subsecuentemente datada por Lizuaín (1983) en 15 Ma (K/Ar), representando una edad mínima para los depósitos sedimentarios inferiores. La sucesión volcánica también aflora hacia el oeste del sector del cerro Plataforma, más precisamente en el área del cerro Premolar, donde ésta se encuentra intensamente deformada (Figura 3.8A). A partir de estos afloramientos se observa que los estratos neógenos tienden a preservarse en los núcleos de los sinclinales (Figura 3.8). La columna más potente se encuentra preservada en el cerro Plataforma, principalmente en su eje y su flanco occidental (Figura 3.9a),

adelgazándose hacia su flanco oriental. Un rasgo particular es la presencia de relaciones de *onlap* observadas en ambos flancos, lo que implicaría contracción al momento de la sedimentación (Figura 3.9b, c). Esta disposición de los estratos es interpretada como relacionada al desarrollo del sinclinal entre dos estructuras compresivas (anticlinales) que corresponderían al sistema de fallas del cordón Tres Picos, ubicado inmediatamente al este (Figura 3.7) y la estructura que levanta el cordón del Pico Solo (Figura 3.5). Los máximos espesores de estas sucesiones sedimentarias fueron hallados en el sector más aledaño al corrimiento Cerro Pico Solo que levanta las sucesiones mesozoicas al oeste del cerro Plataforma (Figura 3.9). Esto es interpretado aquí como un corrimiento neógeno asociado con una antefosa frontal que posteriormente fue canibalizada con el avance de la deformación.

La sucesión marina miocena del cerro Plataforma consiste en 300 m de areniscas fosilíferas, limolitas, y conglomerados menores que conforman dos parasecuencias en un arreglo en general grano-creciente. La sucesión de base a techo comprende (Figura 3.10): i) Un intervalo basal de 50 m de espesor de areniscas gruesas a muy gruesas masivas y con estratificación entrecruzada en artesa con presencia de conglomerados menores. Las facies características de este intervalo fueron depositadas durante la etapa inicial de la transgresión marina en el área y son típicas de un *shoreface* superior (Clifton, 2006). ii) Este intervalo es seguido a continuación por una sucesión de 30 m de espesor de lutitas negras y areniscas muy finas con fósiles y foraminíferos planctónicos, gastrópodos, y equinodermos. Esta facies es característica de asociaciones de plataforma y fue depositada durante un aumento relativo del nivel del mar (Clifton, 2006). iii) Un intervalo parcialmente cubierto con intercalaciones de limolitas y areniscas que afloran localmente y probablemente representan a depósitos de transición entre la plataforma interior y el *shoreface* inferior. iv) Un intervalo de 70 m de espesor de areniscas de tamaño de grano grueso a medio con sets de estratificación cruzada de gran escala que presentan distintas orientaciones. En el tope de esta sucesión se observaron trazas fósiles indeterminadas. Estas facies representan a los depósitos de un *shoreface* superior (Clifton, 2006). En la parte superior de este intervalo son abundantes los moldes de microfósiles marinos. Estos fueron estudiados por Griffin et al. (2002) quién los correlacionó con las faunas de las Formaciones Monte León y Chenque que afloran a lo largo de la costa oriental de la Patagonia y fueron depositados por una transgresión marina del Atlántico. v) Después le sigue un intervalo parcialmente cubierto. Este consiste en una sucesión incompleta de areniscas fosilíferas de grano fino a medio, limolitas, y areniscas de grano fino con laminación convoluta y paralela, y areniscas de grano grueso que pasan transicionalmente secuencia arriba a conglomerados guijarrosos con estratificación entrecruzada y clastos volcánicos. vi) Por encima de los conglomerados, se encuentra una sucesión de unos 170 m de espesor. Esta consiste en una sección con estratificaciones de espesores centimétricos hasta métricos en tobas líticas y cristalinas, lavas andesíticas, y areniscas menores (Figura 3.9b). Esta sucesión volcánica fue datada por Lizuáin (1983) en 15 Ma. Las sucesiones marinas y volcano-

sedimentarias se disponen en forma concordante. Estas secuencias son cortadas por diques basálticos alimentadores que se disponen en manera radial desde los intrusivos de tamaño moderado que constituyen los últimos pulsos subvolcánicos en el área.

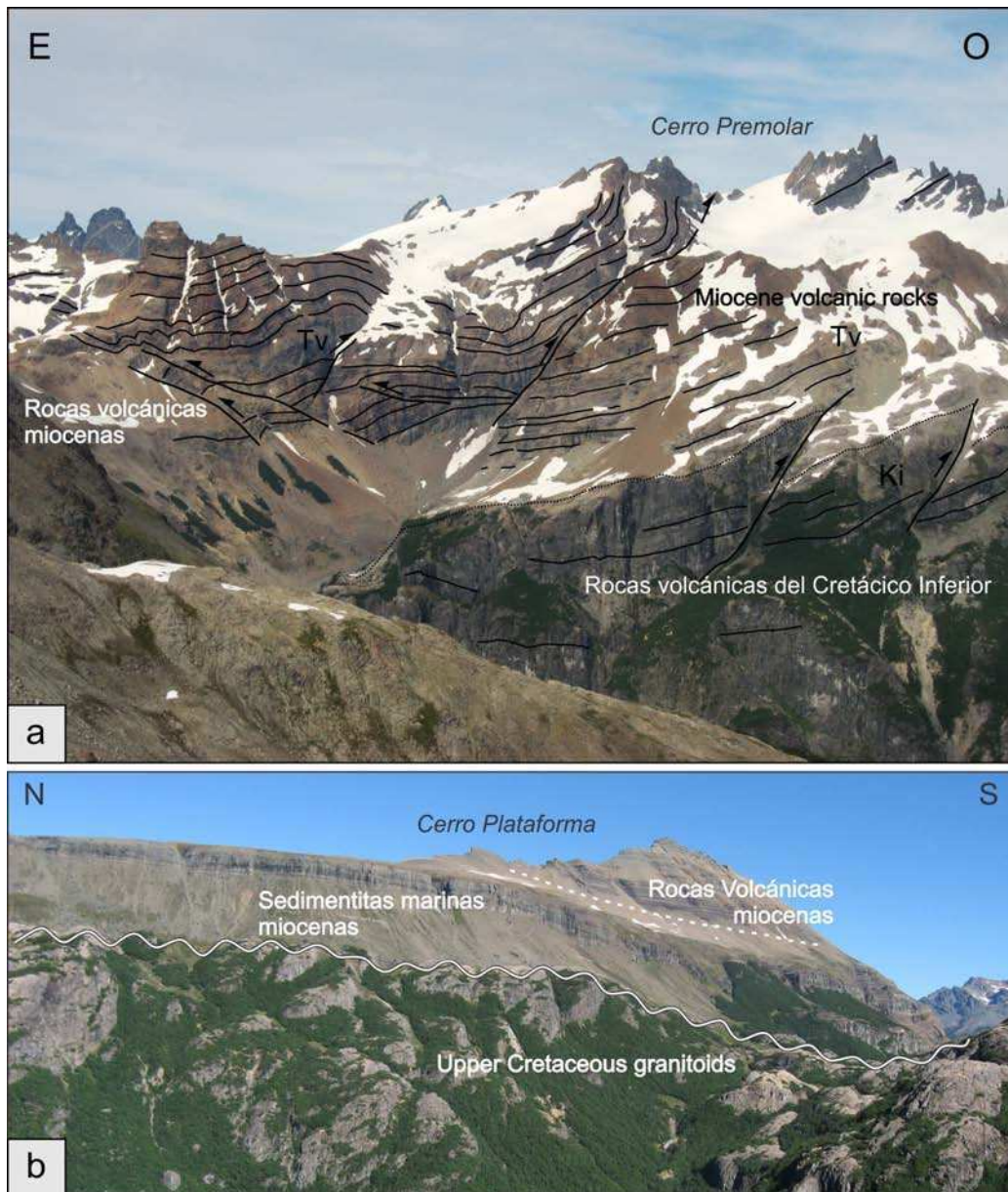


Figura 3.8. a) Rocas volcanoclásticas yaciendo en forma concordante por encima de las rocas del Cretácico Inferior alto correspondientes al Grupo Divisadero. Su edad ha sido determinada por medio de una datación K/Ar de 15 Ma en el cerro Plataforma ubicado inmediatamente hacia el oeste (Lizuaín, 1983). Nótese la importante deformación en las unidades superiores. b) Al este de (a) en el flanco occidental del sinclinal Cerro Plataforma (véase la Figura 3.4 para su ubicación), estas rocas volcánicas miocenas sobreyacen en concordancia a depósitos marinos cenozoicos de la Formación Ñirihuau y equivalentes (Spalletti, 1983; Lizuaín, 1979), y éstos a su vez se encuentran apoyados encima de una importante superficie de erosión por encima de granitoides cretácicos, lo que implicaría un episodio de exhumación entre el Cretácico tardío-Oligoceno. Estos depósitos cenozoicos constituyen los afloramientos más occidentales de la cuenca de Ñirihuau a estas latitudes.

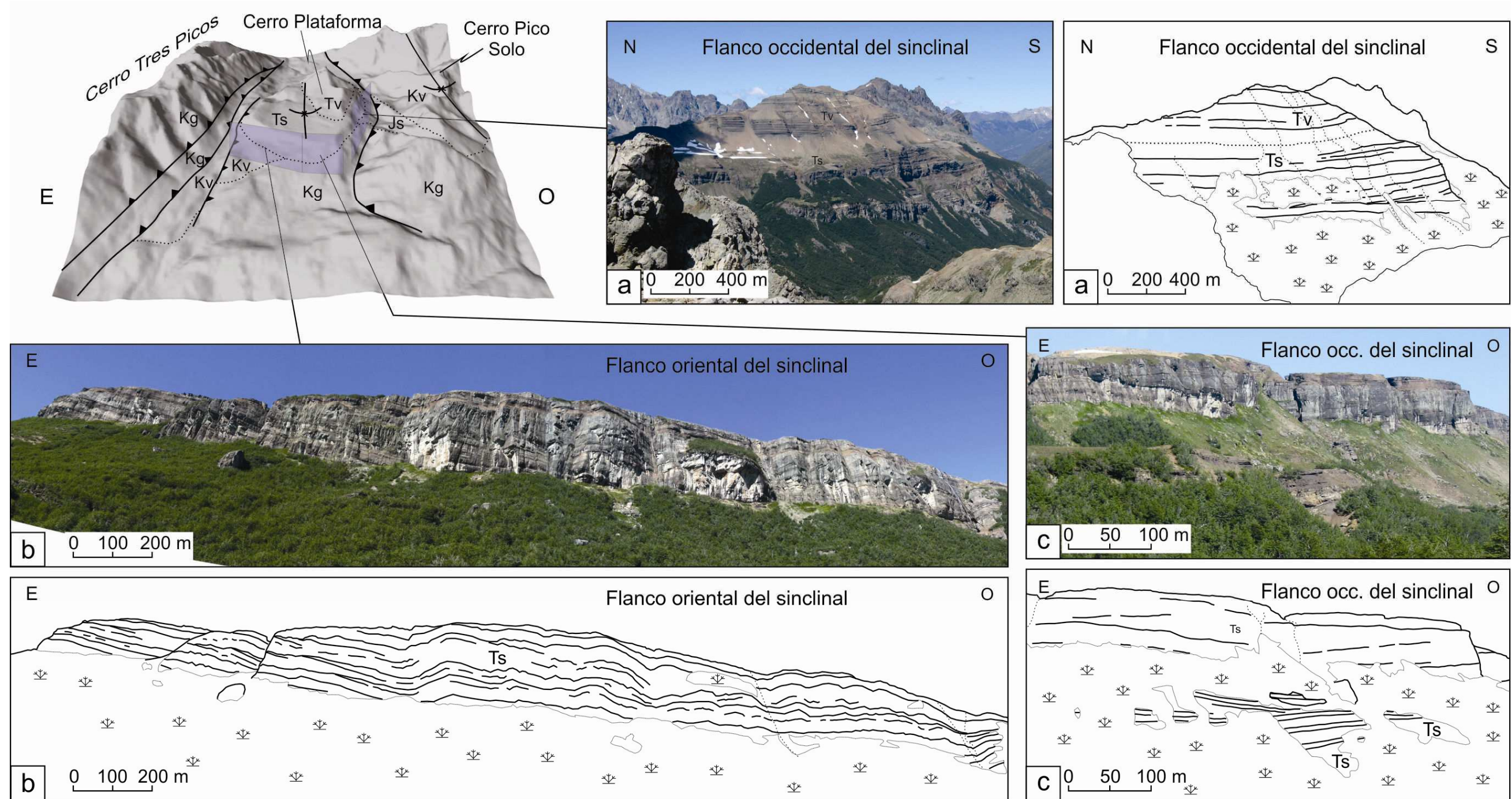


Figura 3.9. Discordancias progresivas como las vistas en las sucesiones clásticas de la Formación Ñirihuau, en ambos flancos del sinclinal Cerro Plataforma (véase la Figura 3.4 para su ubicación de la zona) (esquina superior-izquierda de esta figura; ver ubicación de las vistas fotográficas a, b y c): a) Vista desde el NO del flanco occidental sur donde se pueden observar relaciones de *onlap* subyaciendo las sucesiones volcanoclásticas miocenas; b) flanco oriental y c) flanco occidental donde se produce un engrosamiento de los paquetes de areniscas hacia el núcleo del sinclinal, también descrito por medio de las relaciones de *onlap* hacia los flancos. Js: sucesiones del Jurásico Inferior y Medio; Kg: granitoides cretácicos; Kv: rocas volcánicas del Grupo Divisadero; Ts: Formación Ñirihuau; Tv: rocas volcanoclásticas miocenas.

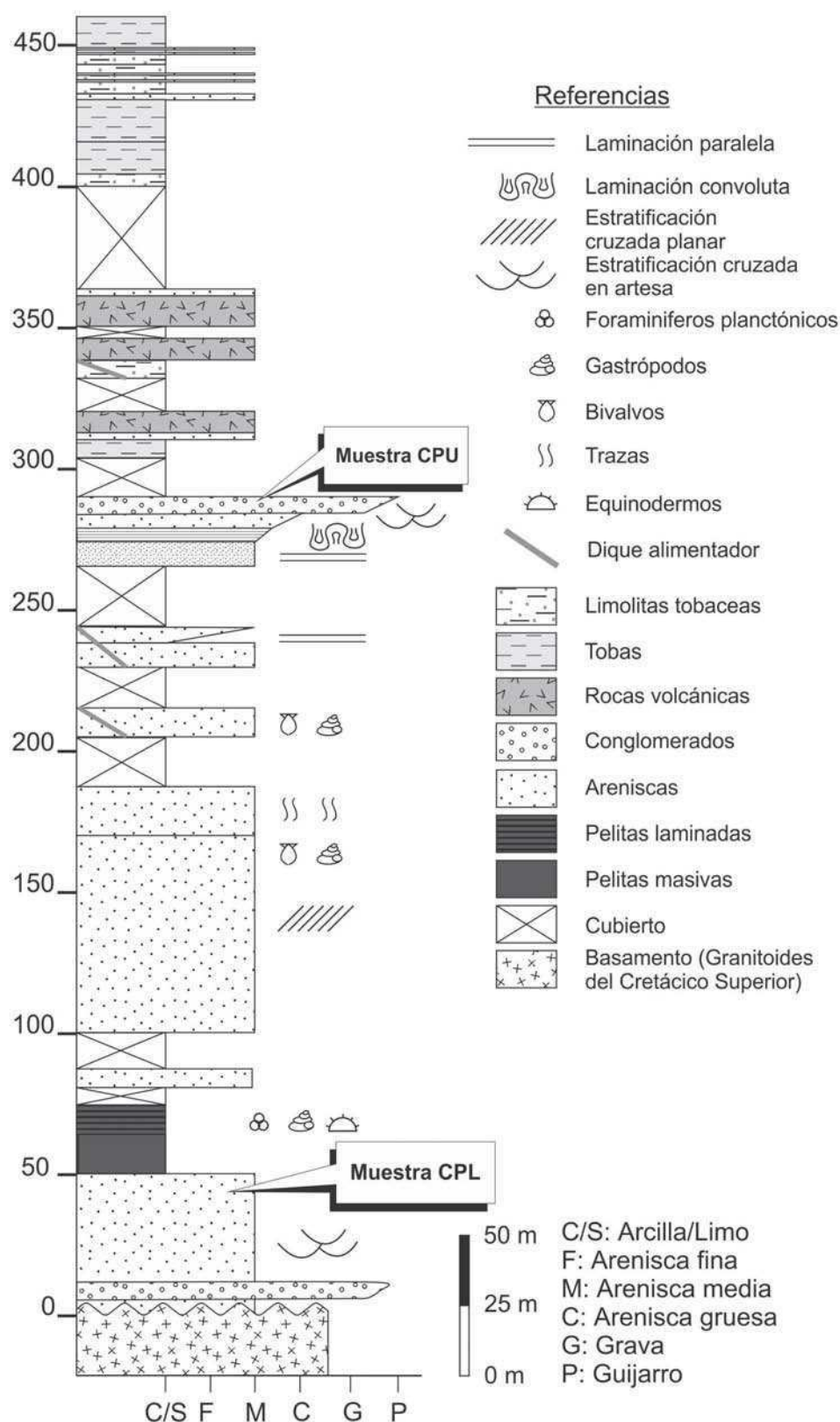


Figura 3.10. Perfil estratigráfico de la cubierta sedimentaria y volcánica del cerro Plataforma (ver Figuras 3.4 y 3.8). Nótese que pueden ser reconocidas dos secciones principales, una sección inferior compuesta de sedimentos marinos y una superior compuesta de bancos de tobas con flujos de lava interdigitados.

Las edades U/Pb fueron obtenidas para dos sitios de muestreo ubicados a lo largo del perfil clástico del cerro Plataforma (Figura 3.10). La muestra inferior (CPL) corresponde al segundo paquete de areniscas identificado desde la base de la sucesión. Las edades obtenidas en este nivel describen tres picos principales, dos correspondientes a una fuente del Cretácico Temprano, y una más antigua correspondiente al Paleozoico tardío (Figura 3.11). La última población de edades posee un pico con una media alrededor de los 304 Ma, coincidente con aquel registrado en las sucesiones del Jurásico Inferior ubicadas inmediatamente al oeste en el cerro Pico Solo (Figura 3.6). Esto implicaría una fuente común para los tiempos jurásico temprano a neógeno en la que podrían ser dos las opciones: una fuente andina occidental como se visualiza en la Figura 3.2 y una fuente andina oriental (Figura 3.7), ambas fuentes se encuentran a una distancia menor a 30 km. Las otras dos distribuciones de edades se centran alrededor de 112 y 126 Ma, edades típicas del Grupo Divisadero cuyas rocas se exponen inmediatamente al oeste hacia el sur del cerro Pico Solo y el lago Cholila (Lizuaín, 1987; Rapela et al., 1988). La muestra superior (CPU) fue recolectada del último paquete de areniscas, justo por debajo del nivel conglomerádico que constituye la base de la sobreyacente sucesión volcánica (Figura 3.10). En esta muestra, las medias poblacionales de las edades muestran cuatro picos principales, los primeros tres fueron identificados también en el análisis de la muestra inferior, mientras que se observa un nuevo pico de edades centrado en 18.3 ± 0.6 Ma. Esta edad más joven fue obtenida del análisis de los resultados isotópicos en un grupo de nueve circones idiomórficos por medio del algoritmo *TuffZirc* a través del software *Isoplot 3.6* (Ludwig, 2008). Esta edad es considerada como la edad de máxima sedimentación, implicando que la base de la sucesión marina podría ser ligeramente más antigua. Las otras poblaciones previas se encuentran de nuevo centradas alrededor del Cretácico Temprano y el Carbonífero Tardío, pero con la particularidad de poseer invertidas las proporciones de probabilidad relativa de circones con respecto a la muestra inferior. Esto indicaría que la fuente del Carbonífero Tardío habría disminuido, mientras que la del Cretácico Temprano se incrementa hacia el tope de la secuencia, lo que sugiere una canibalización progresiva del depocentro neógeno y la creación de barreras andinas al aporte lejano de sedimentos de la incursión marina.

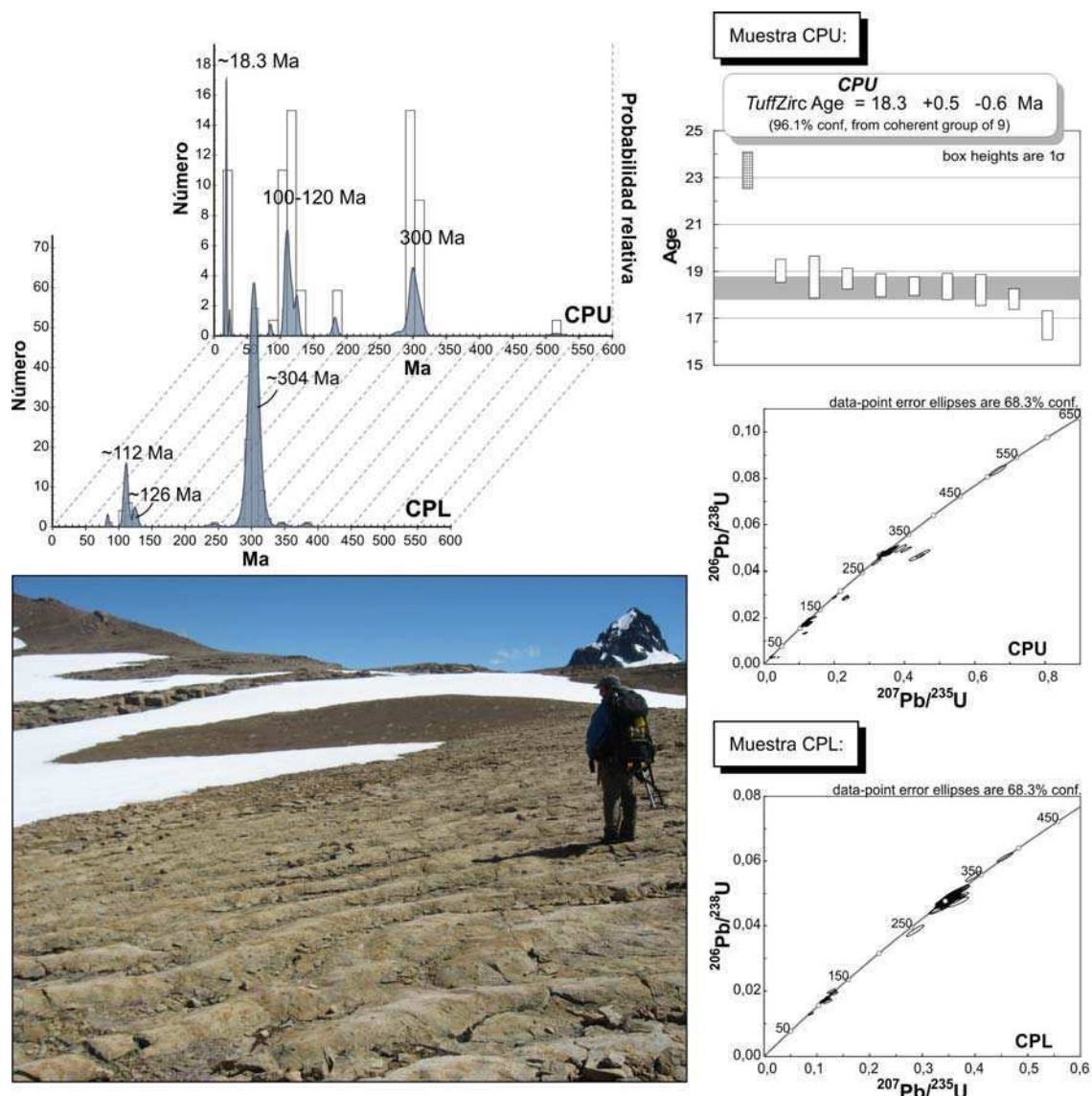


Figura 3.11. Edades U/Pb en circones detríticos de los estratos marinos del cerro Plataforma (véase la Figura 3.3 para su ubicación). Se colectaron muestras de dos sitios de muestreo (véase la Figura 3.10 para su ubicación en la columna estratigráfica). Los histogramas correspondientes a los niveles basales denotan una doble polaridad de las fuentes caracterizadas por dos poblaciones principales, una con un pico de 304 Ma presente en las sucesiones del Jurásico Inferior (Figuras 3.5 y 3.6) que sería alimentado principalmente desde el sistema Precordillerano, y una fuente del Cretácico Inferior alto correspondiente al Grupo Divisadero en los Andes principales hacia el oeste. Aunque existe una doble polaridad, la fuente oriental predomina. Los niveles superiores están caracterizados por la inhibición de la fuente de 304 Ma y un incremento relativo de la fuente del Cretácico Temprano lo que denota la predominancia de la fuente principal andina, contrastando con la sección inferior. Esto puede ser interpretado como una canibalización del depocentro terciario debido al avance del frente de deformación. Nótese también un pico más joven de 18.3 Ma interpretado como la edad máxima de sedimentación para esta unidad. En la esquina superior-derecha se observa el resultado obtenido del cálculo realizado mediante el algoritmo *TuffZirc* (Ludwig, 2008) aplicado a un grupo coherente de nueve circones idiomórficos.

La región Precordillerana, al este del dominio andino principal, comprende cuatro sistemas montañosos principales. De norte a sur: los cordones de El Maitén oriental y occidental, Mogotes, Mayoco y Leleque (Figura 3.4). El cordón occidental de El Maitén se caracteriza por la presencia de rocas paleozoicas intruidas por granitoides mesozoicos que a su vez son sobreyacidos en manera discordante por rocas jurásicas a terciarias. Por otro lado, el cordón oriental de El Maitén presenta una cobertura más joven que sobreyace al basamento paleozoico. Esta cubierta consiste en rocas volcánicas oligocenas a miocenas inferiores (33-21 Ma) datadas por Cazau et al. (1989) (véase también Mancini y Serna (1989), para una compilación de las edades). Hacia el sur, a lo largo del mismo tren estructural, el cordón de Mogotes se caracteriza por mayores exposiciones de rocas paleozoicas cubiertas por rocas volcánicas oligocenas a miocenas. Los rasgos Precordilleranos más australes del área de estudio corresponden al cordón de Leleque en el oeste y el cordón de Mayoco hacia el este (Figura 3.4). Estos sistemas se caracterizan por una geología similar a aquella vista más hacia el norte, correspondiéndose con rocas paleozoicas intruidas por granitoides del Jurásico Inferior y cubiertas en discordancia por rocas volcánicas del Jurásico Medio-Cretácico Inferior a Cenozoico.

La cobertura de rocas volcánicas oligocena a miocena en la región Precordillerana posee algunas características particulares. Estas sucesiones de más de 1.500 m en algunos sectores, consisten en rocas andesíticas y dacíticas con menores cantidades de riolitas y basaltos (Rapela et al., 1988). La secuencia completa ha sido descripta por González Bonorino y González Bonorino (1978) hacia el norte, donde la sección basal se compone de potentes paquetes de andesitas seguidos por brechas, ignimbritas y tobas con lentes clásticas menores. Hacia el sur, en la región de estudio, la secuencia aparece de manera más homogénea, comenzando con andesitas que gradan hacia ignimbritas hacia el tope de estas sucesiones (Ramos et al., 2011). Los espesores son variables, debido a la presencia de geometrías en forma de cuña como las que han sido halladas en los cordones de Leleque y El Maitén indicadas en la Figura 3.12. A partir de estas observaciones estas sucesiones volcánicas pueden interpretarse como sinextensionales (Figura 3.12)

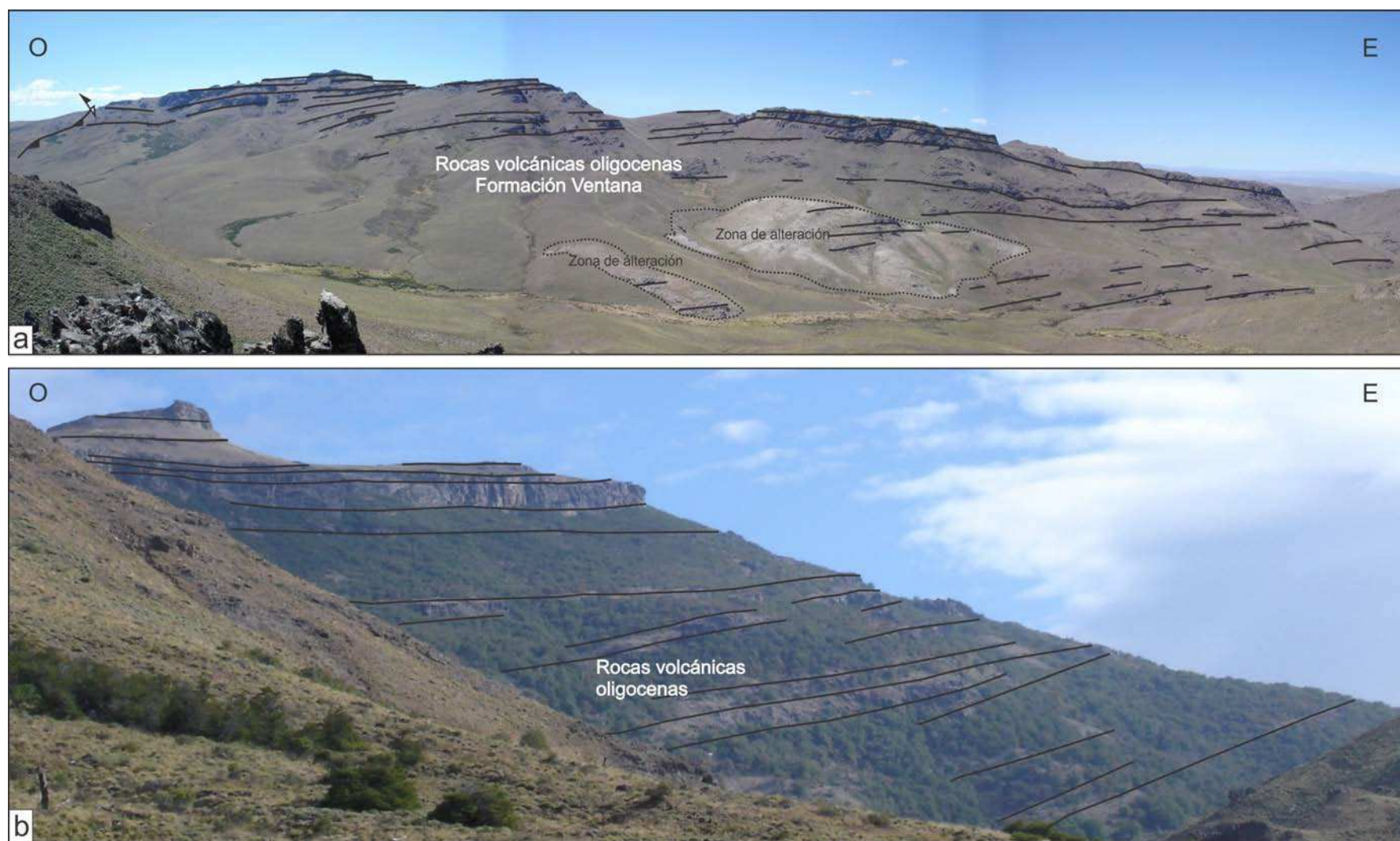


Figura 3.12. Discordancias angulares observadas en la región Precordillerana en paquetes volcánicos con geometría de cuña: a) Exposiciones en el área del cordón de Leleque y b) el cordón oriental de El Maitén datados entre 33-21 Ma (véase Figura 3.4 para su ubicación) (Rapela et al., 1988; Mancini y Serna, 1989).

3.3.2 Geología del tope de cuña y el área del antepaís

El tope de cuña (*wedge-top*) se localiza entre el sistema Precordillerano y el área del antepaís (Figura 3.4). Aquí, se depositaron estratos sinorogénicos miocenos en una amplia cuenca solapándose a los bloques del sistema Precordillerano (Giacosa et al., 2005). En este sector, al norte y sur del río Chubut, se pueden distinguir dos áreas donde la cuña sinorogénica ha sido canibalizada de manera diferencial debido al avance del frente de deformación (Figura 3.4). Por un lado, el área del tope de cuña se caracteriza por poseer más de 2.000 m de espesor correspondientes a las Formaciones Ñirihuau y Collón Curá en el sector norte, mientras que hacia el sur una serie de levantamientos de bloques de basamento han dado lugar a la erosión y condensación de esta cubierta neógena.

La Formación Ñirihuau (González Bonorino, 1973) de edad miocena se expone hacia el este de la sierra de El Maitén y comprende un intervalo basal compuesto por pelitas, areniscas y bancos de carbón depositados en un ambiente lacustre con influencia marina que difiere notablemente de aquellas facies descriptas en el cerro Plataforma y en la sub-cuenca de El Bolsón (Asensio et al., 2005; 2010). Edades U/Pb en circones detríticos obtenidas por Encinas et al. (2011) arrojaron valores entre 21 y 17 Ma para las rocas aflorantes en el río Villegas, cercanas al puesto de gendarmería homónimo, establecerían una edad comprendida entre el mioceno inferior a medio para estas sucesiones marinas. La sección inferior de la Formación Ñirihuau al este de la sierra de El Maitén es considerada como correlacionable a estas unidades del ámbito cordillerano. Sin embargo, hacia el tope de esta unidad, afloran niveles fluvio-lacustres intercalados con niveles volcaniclásticos y depósitos fluviales retrabajados. Por encima, se observa la progradación de lóbulos delta Gilbert de un ambiente lacustre que pasa hacia arriba a un sistema fluvial de alta energía (Ramos et al., 2011). Cazau et al., (1989) obtuvieron una edad de 21 Ma para la Formación Ñirihuau en una localidad al norte de la zona de estudio. La sección inferior ha recibido diferentes designaciones formales, correspondientes a equivalentes de las Formaciones Ñorquinco o Ñirihuau, y constituyen estratos con una edad parcialmente equivalente a los estratos descriptos en los sectores internos de la Cordillera Norpatagónica (cerro Plataforma y el Bolsón), aunque difieren en sus paleoambientes.

Las sucesiones superiores son denominadas como Formación Collón Curá (Yrigoyen, 1969) y han sido datadas por Cazau et al. (1989) y Mazzoni y Benvenuto (1990) entre 16-11 Ma. Estas se componen de depósitos de tobas, fluviales, y lacustres localmente interdigitados con ignimbritas. Estas dos sucesiones presentan geometrías internas con características particulares en el sector contiguo al frente orogénico emergente Precordillerano (Figura 3.4) que son interpretadas como discordancias angulares

progresivas. Estas geometrías de sincrecimiento son halladas en las secciones basales de la Formación Ñirihuau y en los estratos inferiores de la Formación Collón Curá (Figura 3.13) (Ramos et al., 2011).

Estas discordancias progresivas también han sido identificadas en secciones sísmicas que fueron registradas a lo largo del área del tope de cuña en la pendiente oriental de la sierra de El Maitén (Figura 3.14). Allí, una sección sísmica, en conjunto con la información proveniente de un pozo ubicado en la misma traza, permite la identificación en profundidad de dos paquetes sedimentarios por debajo de los depósitos pleistocenos glacifluviales.

Por sobre el flanco oriental cubierto del cordón de El Maitén, conformado por una serie de estructuras de vergencia oriental, se desarrolla una serie de retrocorrimientos despegados en la cobertura sedimentaria con características de una faja de piel fina. Estas estructuras se asocian a estratos de crecimiento en sus limbos dorsales presentando abanicos de discordancias progresivas en la Formación Collón Curá. Hacia el este a lo largo de esta línea, las discordancias progresivas son interpretadas en las secciones inferiores de la Formación Ñirihuau donde se desarrolla un limbo frontal de una antiforma con vergencia oeste (Figura 3.14).



Figura 3.13. Discordancias progresivas en estratos de crecimiento (a, b, c: Formación Ñirihuau; d: Collón Curá) en los limbos dorsales de las estructuras principales en la pendiente oriental del cordón de El Maitén (véase la Figura 3.4 para su ubicación): a) Sección inferior lacustre de la Formación Ñirihuau; b) depósitos piroclásticos y siliciclásticos de la sección media de la Formación Ñirihuau con discordancias progresivas; c) sucesiones deltaicas en la parte superior de la Formación Ñirihuau con discordancias progresivas; d) sucesiones fluviales basales de la Formación Collón Curá de edad miocena (Cazau et al. 1989; Mazzoni and Benvenuto, 1990) mostrando discordancias progresivas.

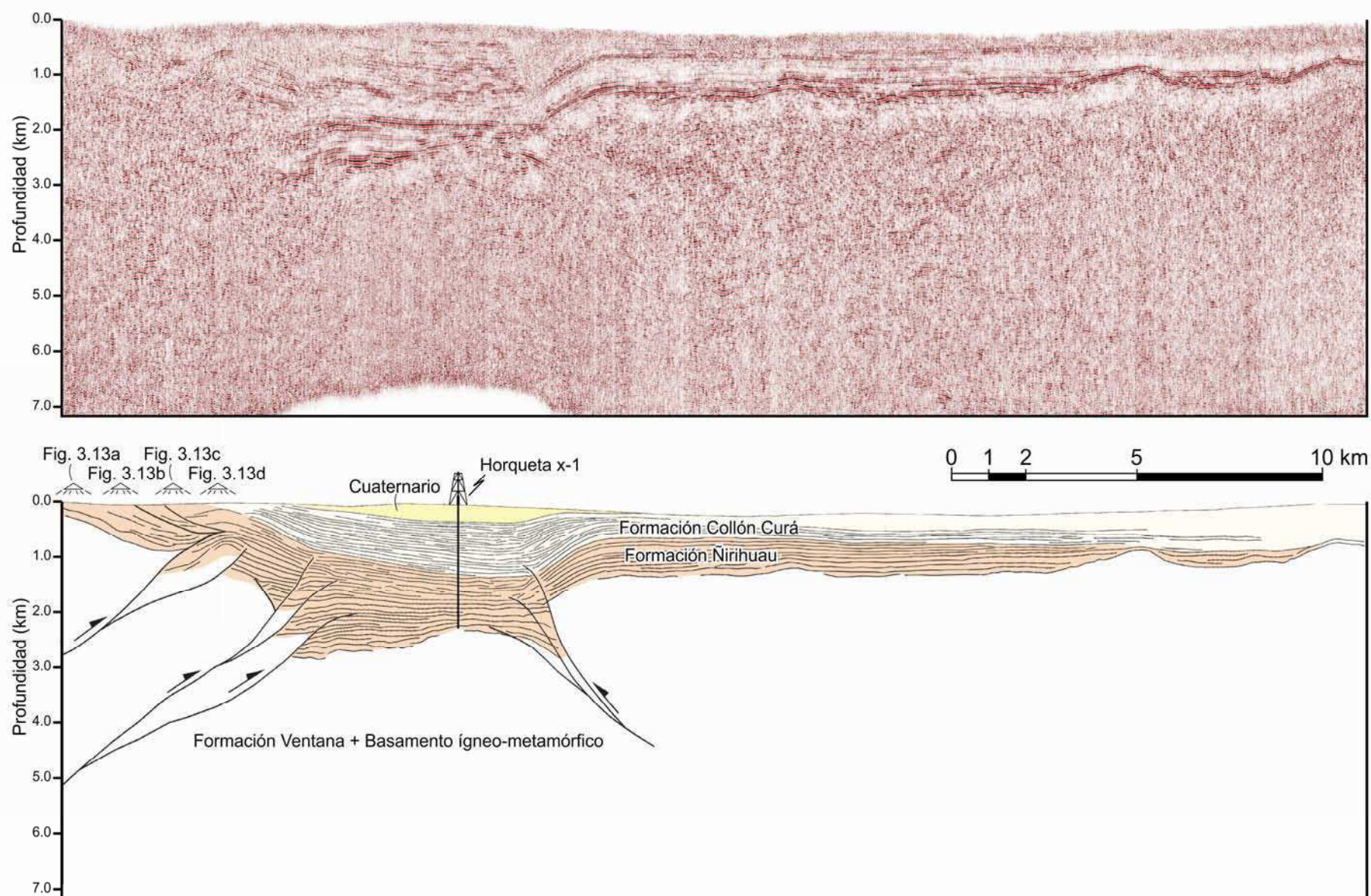


Figura 3.14. Sísmica de reflexión 2D ubicada en la pendiente oriental del cordón de El Maitén y el área de antepaís, convertida a profundidad utilizando velocidades intervállicas obtenidas a partir de la información de pozo (véase Figura 3.4 para su ubicación). Abajo, la correspondiente interpretación donde se observa la definición de una zona triangular en donde se alojan los depósitos sinorogénicos de las cuencas de Ñirihuau y Collón Curá. Su carácter sinorogénico es definido por medio de las relaciones de *onlap* que presentan los reflectores sísmicos hacia los bordes del depocentro principal. Nótese el abanico de estructuras ciegas que deforman los estratos proximales correspondientes al cordón de El Maitén oriental, interpretadas como el frente orogénico. También nótese hacia el este una estructura mayor de vergencia oeste que exhuma regionalmente el sector de antepaís, interpretándolo como un antepaís fragmentado más allá del frente orogénico. Esta estructura es interpretada como activa al momento de la sedimentación debido a la condensación de los estratos de Ñirihuau y las relaciones de *onlap* de los reflectores correspondientes a la Formación Collón Curá.

3.4 Mecanismos de acortamiento a lo largo de la faja plegada corrida del sector sur de la cuenca de Ñirihuau

Con el fin de evaluar los diferentes mecanismos involucrados en la deformación de las unidades descriptas se han construido dos secciones estructurales regionales (Figuras Figura 3.15 y Figura 3.16) utilizando datos de campo desde el sector cordillerano principal hasta el antepaís, acompañado de información sísmica y de pozo en área del tope de cuña (Figura 3.4). La sección ubicada al norte (A-A'; Figura 3.15, véase la Figura 3.4 para su ubicación) fue construida desde el sector principal de la Cordillera Norpatagónica, en el cordón del Hielo Azul, hasta la zona de antepaís, al este del arroyo Fita-Michi en una dirección O-E, mientras que la sección ubicada al sur (B-B'; Figura 3.16, véase la Figura 3.4 para su ubicación) se dispone de manera ligeramente oblicua, desde el cerro Pico Solo en el sector Cordillerano principal hasta la localidad de Gauljaina en el sector del antepaís (Figura 3.4). Esta última orientación fue elegida en función de las estructuras NE- que caracterizan el sector Precordillerano en los cordones de Leleque, Mayoco y Mogotes.

De este modo, las dos secciones estructurales son caracterizadas por amplias antiformalas que pueden ser explicadas solamente por deformación de piel gruesa. Asimismo, la Cordillera Norpatagónica posee una vergencia oriental predominante, mientras que el sistema Precordillerano actúa como una cuña con un sistema de corrimientos doble-vergentes. La zona de tope de cuña presenta diferentes grados de canibalización y compartimentación.

La zona del retropaís a lo largo de las secciones estructurales fue modelada a partir de vincular los datos geológicos y estructurales a un perfil topográfico, determinando los principales dominios estructurales limitados por las estructuras y cambios de actitud de las capas. Las geometrías principales en este sector fueron definidas con los datos

colectados para esta Tesis más la adición de las observaciones realizadas en trabajos previos en el área por Giacosa y Heredia (2004b) y Tobal et al. (2011). En el área del tope de cuña la sección estructural se basa en nuevos datos y la compilación del trabajo de campo previo de Ramos et al. (2011), junto con información sísmica y de pozo (Figura 2.14). La línea sísmica AR4A-107C fue convertida a profundidad utilizando intervalos de velocidad obtenidos de los datos de logeo del pozo exploratorio Horqueta.x-1 (ver sección 1.3 metodologías generales del Capítulo 1). Una vez que esta conversión fue llevada a cabo, se percibió la geometría real del depocentro definido entre dos estructuras prominentes de vergencia opuesta. Los datos de pozo muestran que este depocentro se encuentra formado por la superposición de estratos del Oligoceno al Mioceno cubiertos por una sección de depósitos glacio-fluviales cuaternarios que alcanza no más de 300 m.

El desarrollo de las secciones estructurales fue llevado a cabo teniendo en cuenta los espesores tomados en las observaciones de campo en el sector cordillerano, combinados con estimaciones previas en el área de antepaís (Cazau, 1980) y aquellos obtenidos de los datos de pozo y la consecuente conversión en profundidad de las líneas sísmicas 2D. Estas secciones estructurales fueron balanceadas utilizando el módulo *2DMove* de la suite de programas *Move*® (Midland Valley Ltd.). Su geometrías fueron ajustadas por medio de técnicas de modelado hacia adelante y reverso (*forward and reverse modeling*) aplicando el algoritmo *fault parallel flow* a la mayoría de las estructuras que involucraron al basamento en la deformación. Se modelaron las estructuras de la zona de tope de cuña por medio de modelado reverso para restaurar el abanico de fallas ciegas relacionadas con sedimentación sinorogénica. Se modeló la estructura ciega de vergencia occidental por medio del algoritmo *trishear* heregéneo, con más de una zona triangular y distintas relaciones propagación/deslizamiento para obtener su geometría. La profundidad al despegue principal a lo largo de estas secciones fue en general definida a partir de un promedio de distintos ajustes a partir de la longitud de onda de las estructuras y el modelado reverso y hacia adelante de las mismas. Ésto consistió en restaurar las estructuras observadas en superficie como un promedio de los distintos ajustes del modelado, no excediendo el promedio de 15 km para el ámbito de desarrollo de la faja plegada y corrida, como ha sido propuesto a partir de información de sísmica profunda en fajas plegadas y corridas en sectores aledaños más al norte (Zapata et al., 1999).

La sección A-A' del norte (Figura 3.4) se encuentra conformada por estructuras de vergencia oriental en el sector de la Cordillera Norpatagónica, interrumpidas localmente por un retrocorrimiento que pliega las sucesiones del Jurásico Inferior en una zona triangular canibalizada (Figura 3.15). Estas estructuras son interpretadas como fallas jurásicas normales invertidas por la identificación de geometrías cuneiformes (Figura 3.4) siguiendo la propuesta previa de Giacosa y Heredia (2004b). Hacia el este, la subcuenca de El Bolsón constituye el depocentro occidental de la cuenca de antepaís miocena (ver Encinas et al., 2011). Este depocentro constituye otra zona triangular

transportada en una rampa plana de una cuña que se inserta por debajo de la región Precordillerana (Figura 3.15). Este último rasgo actúa como un sistema doble-vergente con un dominio occidental con una exhumación más profunda donde afloran rocas metamórficas e ígneas del Paleozoico superior y secuencias volcánico-sedimentarias del Jurásico Inferior que son intruidas por granitoides del Jurásico a Cretácico. En contraste, el dominio con vergencia Este es caracterizado por una sucesión de rocas volcánicas de edad oligocena hasta miocena temprana correspondientes a la Formación Ventana exhumada en el cordón de El Maitén. Esta estructura es desmembrada por un abanico de corrimientos ciegos de vergencia oriental que afectan las sucesiones del Mioceno inferior a medio de la Formación Ñirihuau. La parte basal de la Formación Collón Curá sobreyacente presenta estratos de crecimiento desarrollados en el tope de cuña de la cuenca de antepaís (Figuras 3.13 y 3.14). La cuenca de antepaís hacia el este se encuentra parcialmente canibalizada por un levantamiento de un bloque de basamento que ha generado la condensación de los depósitos de las Formaciones Ñirihuau y Collón Curá por sobre su zona axial. Esta estructura coincide con una serie de estructuras que levantan el sector occidental del Macizo Norpatagónico constituidos por bloques de basamento retrocorridos, que actuaron durante la depositación de la Formación Collón Curá hasta el Mioceno tardío y con escasos movimientos hasta la actualidad, reactivando sistemas de fallas previos (Coira *et al.*, 1975). El acortamiento total absorbido a lo largo de la sección entera en tiempos miocenos es de 17 km (13,64%).

La sección B-B' ubicada al sur (Figura 3.4) también se caracteriza por las estructuras de gran longitud de onda controladas por rampas de basamento con una vergencia predominante hacia el este (Figura 3.16). En el sector principal de la Cordillera Norpatagónica el nivel de exhumación es más profundo que en el sector Precordillerano hacia el este. Allí, rocas andesíticas del Cretácico Inferior (Lizuaín, 1987; Rapela *et al.*, 1988) y estratos del Jurásico Inferior a Medio (Figura 3.5) han sido levantados por un abanico de fallas de basamento de vergencia oriental que son interrumpidos por el sistema de retrocorrimientos del cerro Tres Picos que expone hasta rocas del basamento del Paleozoico superior (corrimiento Lago Puelo-Tres Picos; Figura 3.7) (Petersen y González Bonorino, 1947). Hacia el oeste, en el sector más interno, el Batolito Patagónico es corrido por encima de las sucesiones volcánicas del Cretácico (Lizuaín, 1987; Gordon y Ort, 1993). Las estructuras de basamento son interpretadas como en el caso anterior como fallas normales invertidas en base a las geometrías en forma de cuña que caracterizan la sucesión jurásica (Figura 3.5). Un depocentro clástico y volcánico mioceno es trasladado como una pequeña cuenca de *piggyback* sobre una rampa en el basamento y resultando altamente deformado (Figura 3.8), indicando también una reactivación neógena de este abanico de corrimientos. Su edad máxima es pre-miocena en base a una discordancia angular entre los estratos miocenos y las rocas volcánicas del Cretácico Inferior y los granitoides de edad Cretácica (Figura 3.8b). El área Precordillerana (Figura 3.16) es caracterizada por la ocurrencia de una amplia distribución de los depósitos oligocenos de la Formación Ventana (Rapela *et al.*, 1988). A partir de evidencias de campo (Figura 3.12) se observa que estos depocentros

presentan un origen sinextensional. Además, la topografía orogénica se ha creado en función de su inversión tectónica, produciendo amplios sinclinales y antiformalismos desmembrados. Hacia el este, se desarrolla un depocentro del mioceno temprano a tardío, en donde contrariamente a su continuación en el sector norte, no existen datos sísmicos o de pozo que permitan constreñir su geometría interna. Finalmente, una estructura de vergencia oeste cortada posteriormente por un corrimiento de vergencia oriental (cordón Mayoco; Figura 3.16) ha canibalizado la cuenca de antepaís distal exponiendo en superficie sucesiones oligocenas que yacen por encima del basamento del Paleozoico Superior (Lage, 1982). En contraste con la sección norte, donde se desarrolla una potente cuña sinorogénica, esta estructuración en el frente ha compartimentalizado la cuenca de antepaís.

Finalmente, considerando que la mayor parte de la estructura contraccional a lo largo de las transectas analizadas ha sido creada en tiempos miocenos, al menos aquella al este del área del cerro Plataforma, debido al hecho de que esa región estaba por debajo del nivel del mar a los 18.3 Ma, se alcanza una tasa de acortamiento estimada en 2,3 mm/a. Este resultado es considerando en un periodo de tiempo de 7.3 millones de años, correspondiente al lapso de sedimentación en el área, estimado en este estudio desde 18.3 para el tope de la secuencia del cerro Plataforma hasta 11 Ma para el tope de la Formación Collón Curá. Esta es una aproximación teniendo en cuenta que los niveles sinorogénicos basales no fueron datados o no arrojaron edades consistentes. De acuerdo con las tasas calculadas, la tasa de acortamiento a estas latitudes puede considerarse coherente con los valores calculados por Turienzo et al. (2012) en 2,7 mm/a para los 34,5°S y por Giambiagi et al. (2008) en 2,4 mm/a para los 35°S. Adicionalmente, estos valores implican que los desplazamientos horizontales obtenidos a partir de datos GPS, que están comprendidos entre 16 mm/a a los 37°S y 5,7 mm/a a los 45,5°S, representan en mayor medida deformación elástica (Kendrick et al., 1999), absorbiéndose como plástica una fracción que va desde 50 al 30% dependiendo de la latitud.

Figura 3.15. a) Sección estructural balanceada en la pendiente oriental de los Andes desde la divisoria de aguas hasta la zona del antepaís a lo largo del cordón de El Maitén (véase la Figura 3.4 para su ubicación; A-A'). Nótese que el dominio interno correspondiente a la Cordillera Norpatagónica principal hasta la subcuenca de El Bolsón (véanse las Figuras 3.3 y 3.4 para una ubicación regional), está formada por dos estructuras principales: un corrimiento fuera de secuencia que exhuma el Batolito Patagónico por encima de estratos mesozoicos más antiguos, y un corrimiento frontal que levanta las rocas mesozoicas por sobre las terciarias. Hacia el este estos depósitos alojados en la subcuenca de El Bolsón se encuentran plegados por dos fallas de basamento ciegas. El sistema Precordillerano es dominado en su sector oeste por un abanico de retrocorrimientos que exhuman rocas paleozoicas y mesozoicas, y en el este por corrimientos de vergencia oriental asociados frontalmente con estratos sinorogénicos de las Formaciones Ñirihuau y Collón Curá. Finalmente, el área del antepaís es caracterizada por el solapamiento de estratos sinorogénicos por sobre estructuras ciegas de basamento que elevan bloques y fragmentan el área del antepaís. b) Sección restaurada que alcanza un acortamiento de 17 km para estas latitudes.

Referencias

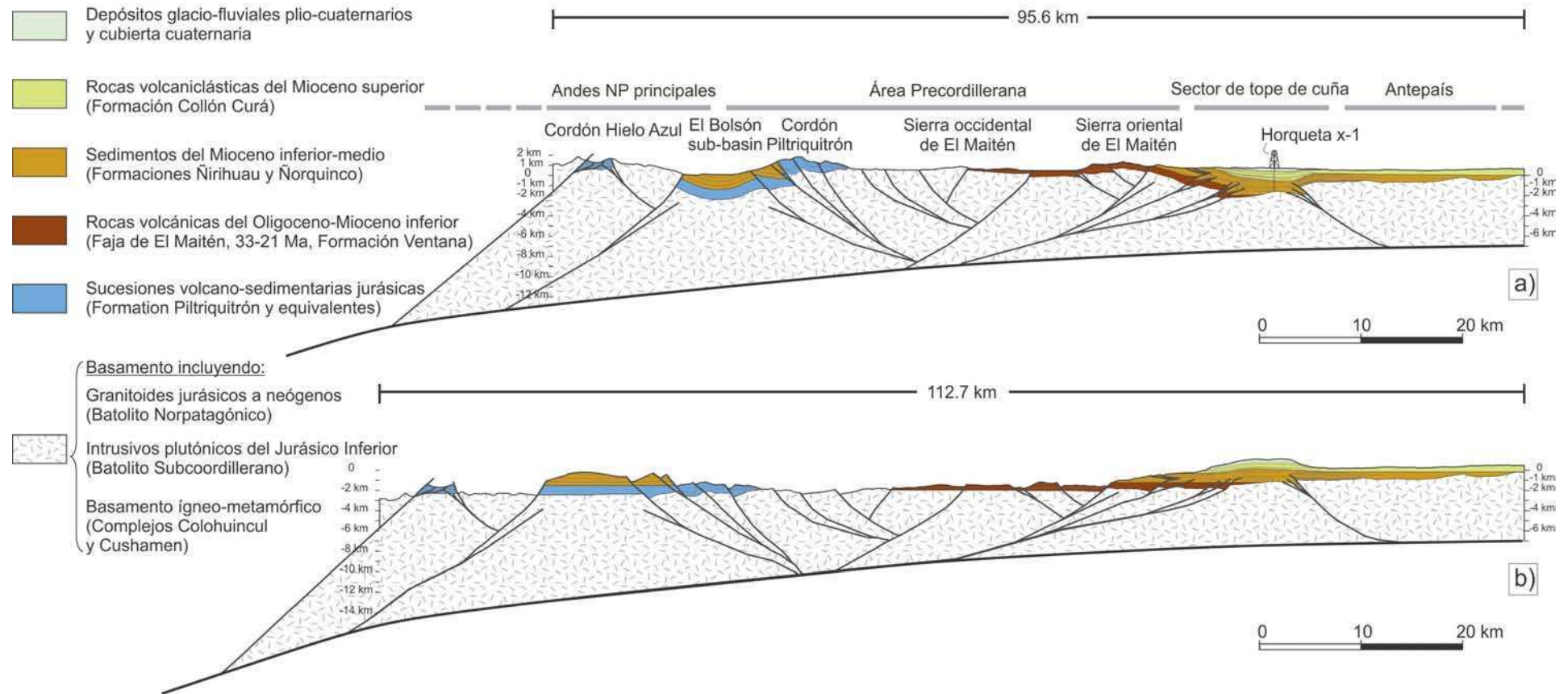


Figura 3.15

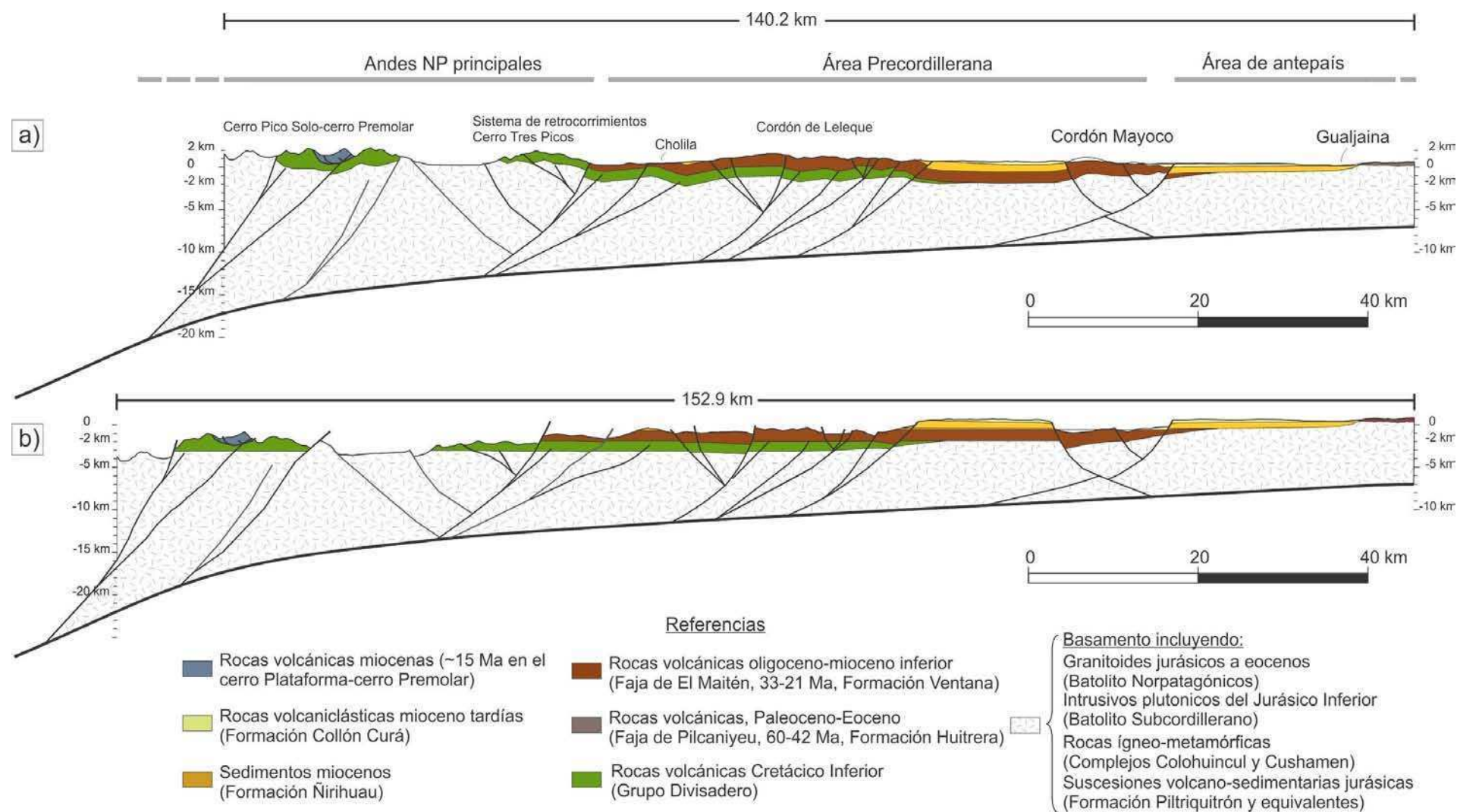


Figura 3.16

Figura 3.16. a) Sección estructural balanceada en la pendiente oriental de los Andes desde la divisoria de aguas hasta la zona del antepaís a lo largo del cordón de Leleque (véase la Figura 3.4 para su ubicación; B-B'). Esta sección es similar a aquella indicada en la Figura 3.15, aunque difiere en el grado de exhumación del antepaís fragmentado que se vuelve más profundo. Los corrimientos de la zona interna están vinculados a inversión tectónica de cuñas sinextensionales del Jurásico Inferior a Medio (Figura 3.5). Nótese en esta área una mayor expansión de las rocas volcánicas del Cretácico Inferior en comparación a la transecta norte (Figura 3.15), que es acorde a una importante exhumación pre-neógena y neógena en el sector interno (Cordillera Norpatagónica principal) (ver Figura 3.7). b) Sección restaurada que arroja un acortamiento 12,7 Km a estas latitudes y muestra la geometría pre-inversión correspondiente a una serie hemigrábenes oligocenos.

3.5 Discusión: Evolución tectonomagmática de los Andes Norpatagónicos

A partir de los datos descriptos anteriormente surgen algunas incertidumbres centradas en la estructura y la evolución tectónica de los Andes Norpatagónicos. Tan sólo 12 a 17 km de acortamiento han sido absorbidos por medio de estructuras de piel gruesa desde la Cordillera Norpatagónica principal hasta la región Precordillerana mayormente en tiempos miocenos. Esto implica que el gradiente de acortamiento inferido, que ha sido determinado para los Andes Centrales australes hasta los 35°S, puede ser extrapolado hacia los Andes Patagónicos hasta las latitudes de este trabajo. Mientras que la faja plegada y corrida habría absorbido ~170 km de acortamiento a los 30°S, ~90 km a los 33°S y ~40 km a los 35°S (Kley y Monaldi, 1998), a los 42°S éste cae abruptamente a 17-12 km. Estos valores deben ser considerados como mínimos ya que en el análisis antes citado no se consideran las estructuras existentes sobre la vertiente chilena. Trabajos más recientes de Giambigi et al. (2008, 2012) y Turienzo et al. (2010, 2012) muestran de hecho que estos acortamientos se habrían subestimado entre los 34 y 36°S.

En el sector interno de la Cordillera Norpatagónica, las estructuras contraccionales son el resultado de la inversión tectónica de cuencas extensionales peri-gondwánicas del Jurásico Temprano a Medio. Este acortamiento se produjo en dos etapas contraccionales; la primera durante un periodo pre-mioceno y la segunda en tiempos miocenos tempranos a tardíos. El evento contraccional más antiguo se llevó a cabo durante el Cretácico Tardío alto inferido en base a la discordancia angular entre el Jurásico Medio y las rocas volcánicas del Cretácico Inferior alto descriptas para la Cordillera Norpatagónica principal. El último episodio de construcción topográfica ha formado una cuenca de antepaís que se expande hacia el este al tiempo del avance del frente orogénico. Esta cuenca se ha datado en este trabajo, en su parte más occidental, en alrededor de 18,3 Ma, edad que ha resultado considerablemente más joven que aquella inferida en propuestas previas (Giacosa y Heredia, 2004b, entre otros).

Adicionalmente, este capítulo provee evidencias de que esta cuenca ha sido formada bajo un contexto contraccional por la presencia de estratos de crecimiento descriptos mediante información de campo y sísmica. Los estudios de proveniencia demuestran que los Andes principales fueron contruidos al tiempo de la depositación de estas sucesiones.

Entre estas dos etapas contraccionales se desarrolló una fase extensional que afectó la cuña orogénica, conllevando a la depositación de potentes volúmenes de rocas volcánicas durante el Oligoceno. Las estructuras extensionales se formaron durante este periodo constituyendo las heterogeneidades que fueron reactivadas contraccionalmente en tiempos miocenos, creando el sistema Precordillerano.

El lapso de 60 a 23 Ma corresponde a un periodo magmático en la zona del retroarco Norpatagónico que posee características excepcionales, resumidas previamente por Rapela et al. (1988) (Figura 3.17A). Dos fajas magmáticas con posiciones anómalas en el retroarco difieren en edad y composición. Mientras que la más oriental (faja magmática de Pilcaniyeu) tiene una edad cretácica tardía a eocena y una composición bimodal, la occidental (faja magmática de El Maitén) se caracteriza por sus afinidades toleíticas y edades oligocenas (Figura 3.17A). Este patrón magmático espacio-temporal es interpretado como una migración occidental del magmatismo alcanzada aproximadamente en el periodo de 45-35 Ma (Rapela et al., 1988). El área de extensión en el retroarco se limita a la zona presentemente ocupada por el sistema Precordillerano oriental que resulta de la inversión de estas estructuras normales oligocenas, como han sido descriptas en las secciones anteriores. Hacia el oeste, en la región del antearco en la pendiente oriental de los Andes, las cuencas oligocenas comparten el mecanismo propuesto aquí para la faja magmática de El Maitén: Hervé et al. (1995), en base a datos geoquímicos, infirieron un régimen extensional de intra-arco para la cuenca oligocena de Traiguén (44°-46°S), mientras que Muñoz et al. (2000), en base a criterios similares, identificaron un plateau basáltico costero parcialmente contemporáneo relacionándolo a un influjo astenosférico que favorecería un régimen extensional (40°-44°S) (Figura 3.17A).

Los granitoides del Mioceno medio a tardío conforman una faja plutónica al este del Presente arco volcánico sobre la pendiente occidental de los Andes y al este de la faja magmática de la Costa descripta por Muñoz et al. (2000) (Figura 3.17 B, C). Plutones aislados se exponen localmente en la pendiente oriental de los Andes, mostrando una máxima expansión a los 42°S (González Díaz, 1982; Aragón et al., 2011). Estos últimos autores identificaron la naturaleza calco-alcalina de estos cuerpos orientales, lo que implica una expansión anómala del arco cuando se lo compara con su ubicación actual (Figura 3.17 B, C). Las sucesiones clásticas del Mioceno temprano fueron depositadas en la presente pendiente oriental de los Andes, de manera contemporánea a la migración de este arco (Figura 3.17B). Estos estratos fueron datados en 18,3 Ma (Figura 3.11) y presentan características sinorogénicas como ha sido notado más arriba (Figura 2.9).

Una proveniencia detrítica bimodal (Figura 3.17B) implica una potencial exhumación de los Andes principales hacia el oeste y un antepaís fragmentado hacia el este (Figuras 3.11, 3.15 y 3.16). Coladas andesíticas datados en ~15 Ma (K/Ar; Lizuaín, 1983), se superponen a estos estratos marinos, restringiendo la etapa contraccional al intervalo de 18-15 Ma. Esta etapa ha sido atribuida a ~1 km de levantamiento en un sector ubicado más al sur en los Andes Patagónicos (Blisniuk et al., 2005). Esta pila volcánica constituye la parte más austral de la expansión miocena tardía del arco volcánico (Figura 3.17B). Un depocentro abierto del Oligoceno-Mioceno temprano correspondiente a la Formación Ñirihuau se desarrolló al este del área del emplazamiento del arco mioceno. Las relaciones de *onlap* identificadas a partir de observaciones de campo y datos sísmicos (Figuras 3.13 y 3.14 Ma) halladas en estructuras de crecimiento definen el área de tope de cuña en una cuenca de antepaís angosta (Figuras 3.14 y 3.15). Esta cuenca de antepaís ha sido canibalizada de manera diferencial a través del levantamiento Precordillerano, aislando la subcuenca de El Bolsón (~21 Ma; Encinas et al., 2011) (Figura 3.15) y conformando el área del frente orogénico hacia el este a través de los levantamientos de El Maitén y Mayoco (Figura 3.16). La extensión latitudinal de la cuña sedimentaria de antepaís coincide con el área de expansión miocena tardía del arco indicada en la Figura 3.17B. La parcialmente correlativa Formación Ayacara (~20 Ma), aflorante en la costa Pacífica a estas latitudes, ha sido asociada a una importante erosión cortical por subducción basada en las características sedimentológicas y la presencia de foraminíferos bentónicos (Encinas et al., 2010, 2012). Este proceso es coherente con la contracción aquí descrita para la región del retroarco y la generación de cuencas de antepaís. Un prisma sedimentario más joven (la Formación Collón Curá, 16-11 Ma; Cazau et al., 1989; Mazzoni y Benvenuto, 1990) se superpone parcialmente a los depocentros del Mioceno inferior a medio, y ha sido transportado hacia el este (Figura 3.17B). Esta unidad presenta discordancias progresivas en sus secciones inferiores, evidenciadas a partir de observaciones de campo (Figura 3.13), así también como en las relaciones de *onlap* y condensaciones de bancos observadas en la información sísmica (Figura 3.14). Como en el caso anterior, la extensión latitudinal y el máximo desarrollo del antepaís coincide con el área de expansión y migración oriental del arco mioceno tardío (Figura 3.17B).

En los últimos 5-2 Ma el arco se retrajo a su posición actual a lo largo de la zona axial de los Andes (Lara et al., 2001), dejando por detrás las posiciones del arco anterior mioceno tardío en el este (Figura 3.17C). Aquí, la zona de fallas de Liquiñe-Ofqui ha jugado un rol importante en la focalización del magmatismo y la deformación en el eje andino, con un retroceso coetáneo del frente de deformación (Lavenu y Cembrano, 1999). Adicionalmente, el enfriamiento climático y la instauración de la glaciación jugó un papel fundamental en la localización de los sitios de deformación activa (Thomson et al., 2010). El área del antepaís, se desarrollaron rocas volcánicas de intra-placa entre los 41° y 43°S (Massaferro et al., 2006; Pécskay et al., 2007), coincidentemente con el área excursión de la máxima migración del arco mioceno tardío.

La expansión miocena tardía del arco coincide con una etapa de construcción orogénica y de formación de cuencas sinorogénicas. Durante este proceso, la cuenca de antepaís fue canibalizada y el antepaís se ha fragmentado. Posteriormente, se produjo la retracción del arco y los productos del volcanismo de intra-placa han dominado la escena durante los últimos 5 Ma. Procesos similares se han descrito en regiones vecinas, como la descrita en el capítulo 2, correspondiente la región de subducción somera de la Payenia (Kay et al., 2006; Orts et al., 2012a; Spagnuolo et al., 2012, ver Capítulo 2), y hacia el sur en la zona de subducción somera de Santa Cruz (Espinoza et al., 2010; Ramírez de Arellano et al., 2011). Ambos ejemplos constituyen propuestas de ambientes de subducción someros desarrollados en los últimos 17 Ma, donde el arco se expandió hacia el este de manera contemporánea al desarrollo de los Andes y la generación de cuencas de antepaís. En ambos casos, la posterior retracción hacia la trinchera estuvo asociada con la inyección de basaltos de intra-placa en la zona de retroarco.

Las sucesiones sinorogénicas presentes en las Formaciones de Ñirihuau y Collón Curá parecen ser el producto directo de estos procesos, donde el arco y la faja plegada y corrida migraron, vinculados con una somerización de la losa subducida. En tiempos más jóvenes que 5 Ma el volcanismo de intra-placa en el antepaís podría reflejar un empinamiento posterior de la losa subducida a estas latitudes.

Figura 3.17. Esquemas tectónicos de los Andes Norpatagónicos para los últimos 60 Ma. A) Retracción occidental del magmatismo paleógeno después de Rapela et al. (1988). Nótese que el magmatismo paleógeno se estableció en la presente región del antepaís (Faja magmática de Pilcaniyeu; Rapela et al., 1988); en tiempos oligocenos se establecieron rocas de arco desde la zona del frente orogénico hasta la zona de la Costa (faja magmática de El Maitén; Rapela et al., 1988; y faja magmática de la Costa; Muñoz et al., 2000). Estas últimas rocas volcánicas están asociadas con rasgos sinextensionales como los indicados en la Figura 3.12. El carácter sinextensional de los segmentos basales de la sobreyacente Formación Ñirihuau ha sido descrito a través de la información sísmica por Mancini and Serna (1989), indicando que en este periodo la retracción del arco coincidió con extensión cortical. B) Evolución tectono-magmática miocena temprana a media. Nótese una expansión del arco con su máxima excursión a los 42°S con respecto de las rocas oligocenas tardías (González Díaz, 1982; Heredia et al., 2005) que coexiste con la deformación contraccional datada en este trabajo en 18,3 Ma. También nótese el amplio desarrollo de los depósitos sinorogénicos que son redefinidos en el área del antepaís entre los 20 y los 13 Ma. C) Ambiente tectónico y magmático Plioceno-Cuaternario. El volcanismo de intra-placa en las regiones de Gastre y Pilcaniyeu (Massaferro et al., 2006; Pécskay et al., 2007) se desarrolla en el área del antepaís y coincide latitudinalmente con el sitio de la precedente expansión del arco mioceno. El arco actual se reestablece en la zona del retropaís (*hinterland*), al oeste del arco mioceno tardío.

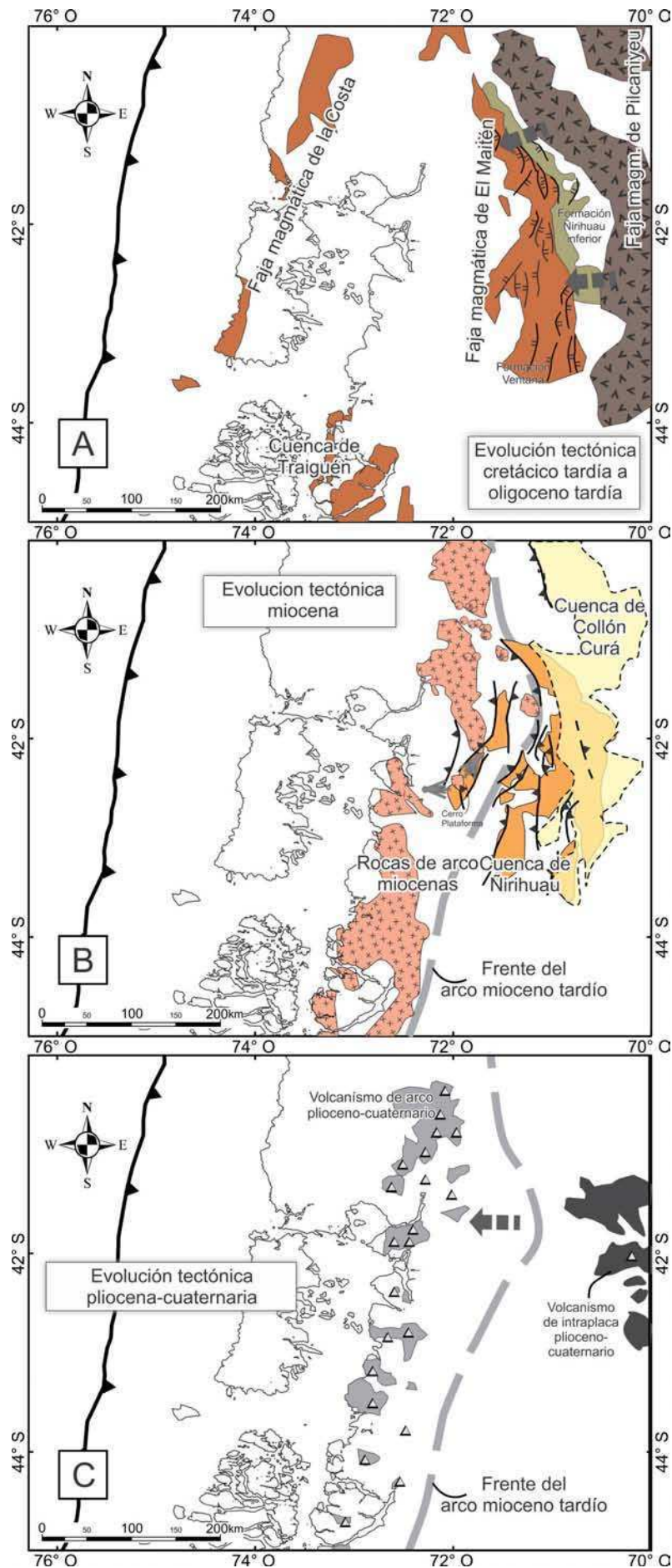


Figura 3.17

3.6 Conclusiones parciales

Los Andes Norpatagónicos entre los 41°30' y 43°S han experimentado al menos dos periodos contraccionales: uno en el Cretácico Temprano alto y otro en el Mioceno temprano a medio. El último ha fragmentado el área del antepaís, y estuvo asociado a una tasa de acortamiento de 2,3 mm/a, mientras que la fase previa se restringió al sector actual del retropaís. El acortamiento mioceno en la zona del retroarco fue estimado entre 17-12 km, implicando un fuerte gradiente de norte a sur de los Andes Centrales como ha sido inferido en trabajos previos. Esta etapa contraccional comenzó a los 18,3 Ma y ha progresado hasta los 15-11 Ma, en base a la presencia de discordancias angulares en los estratos del antepaís. Estos depósitos sinorogénicos migraron hacia el este en éste periodo de tiempo, siendo los más occidentales canibalizados a medida que avanzaba el frente orogénico. Los mecanismos de acortamiento se encuentran íntimamente relacionados a la inversión de sistemas extensionales, el más antiguo de edad Jurásica Temprana (~197 Ma) en los Andes principales y otro de edad oligocena-miocena temprana (32-21 Ma) en la Precordillera. El periodo contraccional mioceno dio lugar a un antepaís fragmentado con la generación de cuencas de antepaís contemporáneas a la expansión oriental del arco. En base a trabajos en ambientes vecinos con características similares, aquí se interpreta que la contracción miocena estaría relacionada a una somerización moderada de la placa subducida que habría provocado la migración oriental de la cuña astenosférica y gatillado el consecuente desarrollo de transiciones frágiles-dúctiles en el área de antepaís que causó la rápida expansión de la cuña orogénica.

4 PROCESOS DE DEFORMACIÓN Y LA CONSTRUCCIÓN DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS*

Resumen

La evolución neógena-cuaternaria de los Andes Norpatagónicos es analizada integrando información geológica y geofísica con el objetivo de descifrar los procesos deformacionales que actuaron en ese periodo y establecer su relación con la formación de cuencas. Por medio de perfiles sísmicos de reflexión se pudo reconocer la estructura somera de la región del retroarco donde las estructuras contraccionales, asociadas con la inversión de depocentros extensionales de edad oligocena a miocena temprana, están parcialmente cubiertas por depósitos del Mioceno inferior a superior. A partir de la construcción de cinco secciones estructurales, constreñidas con datos de superficie, gravedad e información sísmica, a lo largo de la región del retroarco entre 40° y 43°30'S, se observa un gradiente de acortamiento a lo largo del rumbo andino. Un acortamiento máximo de 18,7 km (15,34%) fue determinado a los 41°30'S donde se han elevado de manera diferencial bloques de basamento en el frente orogénico, y se encuentran los depocentros sinorogénicos más profundos y amplios hacia el antepaís. Adicionalmente, en este sector se produjo una importante migración oriental de las rocas relacionadas al arco mioceno, lo que es indicativo de un cambio significativo en los parámetros de subducción para aquel momento. La estructura cortical profunda es evaluada a través de la inversión de modelos de gravedad que permitieron inferir zonas atenuadas en el Moho. Estas zonas coinciden con la ocurrencia de unidades volcánicas de intraplaca de menos de 5 Ma así como con las anomalías sugeridas por la somerización de las isotermas de Curie calculadas a partir de datos magnéticos. Finalmente, el análisis de la estructura litosférica, derivado de cálculos de espesor elástico realizados en esta Tesis, y de tomografías sísmicas y modelos de densidad publicados recientemente sugieren la existencia de raíces litosféricas profundas por debajo del Macizo Norpatagónico. Cambios en la convergencia de placas durante el Neógeno, en conjunto con estas heterogeneidades de la placa superior, podrían haber jugado un rol significativo en el desarrollo de un régimen de subducción somera en el Mioceno, de manera similar a propuestas derivadas de modelos numéricos para otros segmentos Andinos. Este régimen hipotético justificaría las expansiones de arco coetáneas a la fragmentación del área del antepaís y la consecuente carga orogénica con la formación de una cuenca de antepaís frontal entre los 40° y 43°30'S.

Palabras clave. *Orogénesis andina; Andes Patagónicos; acortamiento; subducción somera; migración del arco magmático.*

Building and deformational processes in the North Patagonian Andes***Abstract**

Neogene to Present evolution of the North Patagonian Andes is analyzed linking geological and geophysical data in order to decipher the deformational processes that acted through time and relate them to basin formation. Seismic reflection profiles allowed recognizing the shallow structure of the retroarc area where contractional structures, associated with Oligocene to early Miocene inverted normal depocenters, are partially onlaped by early to late Miocene synorogenic deposits. From the construction of five structural cross sections along the retroarc area between 40° and 43°30'S, constrained by surface, gravity and seismic data, a shortening gradient is observed through Andean strike. A maximum shortening of 18.7 km (15.34%) is determined near 41°30'S where basement blocks were uplifted in the orogenic front area, and the deepest and broadest synorogenic depocenters were formed towards the foreland. Additionally, eastward shifting of Miocene arc related rocks occurred at these latitudes, which is indicative of a significant change in the subduction parameters at this time. Deep crustal retroarc structure is evaluated through inversion of gravity models that allowed inferring Moho attenuated zones. These coincide with the occurrence of less than 5 Ma within plate volcanics as well as with crustal thermal anomalies suggested by shallowing of the Curie isotherm calculated from magnetic data. Finally, the analysis of the lithospheric structure, derived from elastic thickness calculations performed in this Thesis, and recently released seismic tomographies, and density models suggest at the foreland area the existence of relatively deeper cold cratonic roots beneath the North Patagonian massif. Changes in plate convergence during the Neogene, in conjunction with these upper plate heterogeneities, could have played a significant role favoring the development of a shallow subduction regime in Miocene times, similarly as was recently proposed from numerical models for other Andean segments. This hypothetical shallow subduction setting would justify arc expansion coetaneous to fragmentation of the foreland area and consequent orogenic loading forming a frontal foreland basin between 40° and 43°30'S.

Keywords. *Andean orogenesis; Patagonian Andes; shortening; shallow subduction; arc migration*

* Este Capítulo fue enviado a la revista Tectonophysics como:

* This Chapter was submitted to the Tectonophysics journal as:

Orts, D.L., Folguera, A., Gimenez, M., Ruiz, F., Rojas Vera, E., Lince-Klinger, F.
Building and deformational processes in the North Patagonian Andes. (en
revisión/under review)

4.1 Introducción

El sector sur de los Andes Centrales es un laboratorio natural para visualizar la relación que existe entre un orógeno activo y longevo, la sedimentación en el antepaís y el magmatismo (Figura 4.1). Este orógeno relativamente simple, producido por la subducción de la litósfera oceánica Pacífica, presenta niveles estructurales someros que permiten cuantificar acortamientos y analizar la sedimentación sinorogénica asociada (Kley y Monaldi, 1998; Ramos et al., 2004; McQuarrie et al., 2005). La mayoría de estos estudios se ha focalizado en la porción norte del sector sur de los Andes Centrales, cuantificando y analizando la deformación y el magmatismo (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Kay et al., 1999). Por lo tanto, los procesos dinámicos asociados con la construcción de aquellos han sido extensamente discutidos y parcialmente comprendidos (véase Oncken et al., 2006 para un extensa reseña). Por el contrario, los Andes Norpatagónicos hacia el sur están lejos de ser caracterizados de manera tan precisa, existiendo incertidumbres en las magnitudes del acortamiento, procesos de deformación y mecanismos de cuenca.

Los Andes Norpatagónicos conforman una pieza fundamental para el entendimiento de los procesos que han moldeado el orógeno andino austral (40°-45°S; Figura 4.2). Este déficit en la disponibilidad de información entre las secciones septentrionales y australes, en particular en lo que se refiere a las magnitudes de acortamiento y mecánicas de deformación, es debido a las dificultades de acceso relacionadas con la densa cubierta de vegetación y la abrupta topografía glaciaria, y a la menor información disponible asociada a un incipiente desarrollo de la industria petrolera.

A pesar de estas dificultades, en años recientes son destacables algunos intentos iniciales que han establecido las bases para lograr estas tareas en esta región, desde las zonas del antearco y arco por Lavenu y Cembrano (1999) y en la región del retroarco por Diraison et al. (1998) y Giacosa y Heredia (1999; 2004a), quienes identificaron las principales estructuras y temporalidad relativa de las mismas.

El propósito principal de este estudio es el de determinar las magnitudes de acortamiento y los mecanismos deformacionales a lo largo del rumbo para el área comprendida en el retroarco entre los 40° y 43°30'S. En segundo lugar, este estudio analiza la estructura y la sedimentación sintectónica a través del tiempo con el objeto de caracterizar la historia de deformación de este segmento. Este objetivo particular es alcanzado por medio de la combinación de la información geocronológica existente con nuevos datos estructurales de superficie y de gravedad e información sísmica generada por la industria del petróleo. En tercer lugar, este Capítulo analiza la estructura litosférica actual y su consecuente estado termal por medio del cómputo de espesores elásticos a partir de los datos de gravedad y variaciones en las profundidades de las isothermas de Curie derivadas de datos magnéticos. Un cuarto objetivo es el de inferir las variaciones de la geometría de subducción en el tiempo en base a las posiciones del arco

magmático neógeno a cuaternario y por medio de las herramientas geofísicas previas y su relación con los acortamientos computados, variaciones de los mecanismos deformacionales y el desarrollo de cuencas de antepaís. Con este fin, los principales prismas sedimentarios del antepaís han sido inspeccionados desde una perspectiva de campo y utilizando información sísmica buscando en ambos casos indicios de sedimentación sinorogénica y sinextensional.

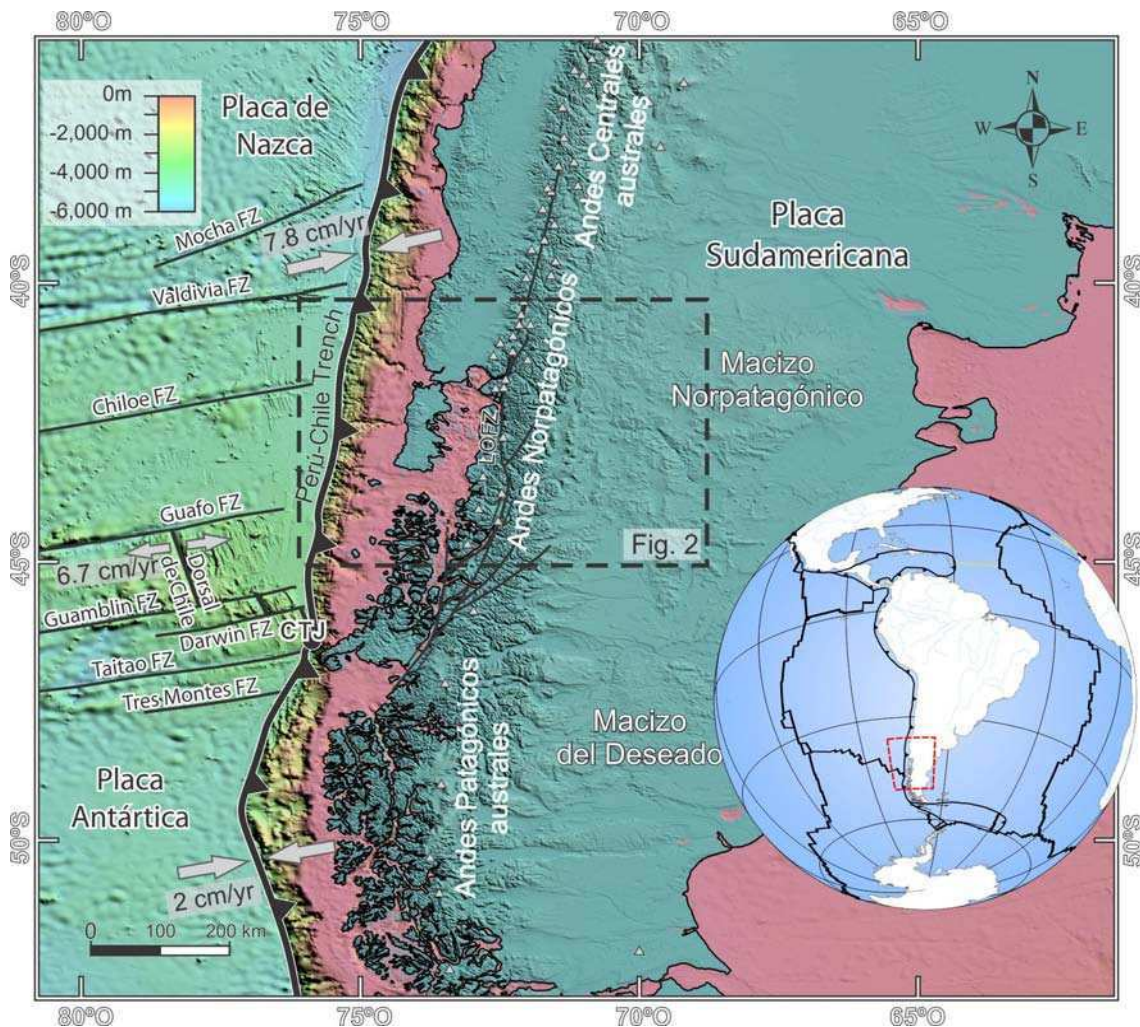


Figura 4.1. Marco tectónico actual de los Andes Patagónicos, configuraciones de placas y ubicación de la zona de estudio. LOFZ: zona de fallas de Liquiñe-Ofqui; CTJ: Punto triple de Chile; Triángulos grises: volcanes activos; Flechas grises: tasas de convergencia actuales y expansión centro oceánicas (después de Thomson et al., 2001). La LOFZ es una zona de fallas de intra-arco que acomoda la mayor parte de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamérica al norte del CTJ.

En particular, se explora la relación existente entre las etapas contraccionales y los ambientes de subducción somera. Las configuraciones de subducción somera han sido propuestas para segmentos vecinos como posibles mecanismos desencadenantes de la

orogénesis (Suárez y De La Cruz, 2001; Kay et al., 2006; Espinoza et al., 2010; Spagnuolo et al., 2011; González Guillot et al., 2011; Ramírez de Arellano et al., 2012; García Morabito y Ramos, 2012). En estos modelos, las expansiones del arco modifican el estado termal del retroarco permitiendo el desarrollo y somerización de transiciones frágiles-dúctiles. Cambios en la geometría de subducción van en concordancia con estos modelos vinculados al colapso horizontal (acortamiento súbito) de la corteza produciendo áreas fragmentadas en el antepaís, ampliando la cuña orogénica de manera muy rápida (Humphreys, 2009). Recientemente, algunos trabajos han relacionado el rol que juegan las litosferas cratónicas profundas en el desarrollo de ambientes de subducción somera a plana (Manea et al., 2012; O'Driscoll et al., 2012), en contraste con las propuestas habituales que suelen relacionarlas a la flotabilidad anómala de la litosfera oceánica.

Un objetivo final es por lo tanto el de relacionar las distintas configuraciones de subducción inferidas a partir de la evolución del magmatismo, la deformación y sedimentación en las cuencas, con la historia de movimiento de las placas y la estructura litosférica de la placa superior.

4.2 Marco geológico

El área de estudio se ubica sobre la pendiente oriental de los Andes entre los 40° y 43°30'S. Este sistema orogénico posee una compleja anatomía que comprende una serie de rasgos morfotectónicos que de oeste a este son (Figuras 4.2 y 4.3): La Cordillera de la Costa, la Depresión Central, y la Cordillera Norpatagónica en la región del retroarco donde se localiza el estudio (Figuras 4.2 y 4.3).

La Cordillera de la Costa (al sur de los ~38°S) corresponde a afloramientos un prisma de acreción carbonífero a triásico parcialmente cubiertos por sucesiones meso-cenozoicas (Thomson y Hervé, 2002; Willner, 2004; véase Hervé et al., 2013 para una síntesis). Estas rocas metamórficas fueron parte del margen proto-Pacífico durante el ciclo orogénico Gondwanico desarrollado con anterioridad al ciclo Andino. Posteriormente estas rocas experimentaron una etapa de enfriamiento asociada a una exhumación regional en el Cretácico Tardío evidenciada por los datos de trazas de fisión (e.g. Thomson et al., 2010; véase allí para más referencias). Hacia el este las cuencas intermontanas eocenas a cuaternarias de la Depresión Central son rellenadas por sedimentos volcanoclásticos, marinos y glaciales (González, 1989; Radic et al., 2009; Elgueta y Mpodozis, 2012). Este área de cuencas es limitada hacia el este por las estribaciones de la Cordillera Norpatagónica. Esta región del antearco habría sufrido erosión por subducción durante el Mioceno permitiendo una transgresión marina y la consecuente depositación de sedimentos marinos profundos (Encinas et al., 2012), mientras que contemporáneamente la Cordillera Norpatagónica estaba siendo levantada (Giacosa y Heredia, 2004a; Giacosa et al., 2005; Orts et al., 2012b). La Cordillera Norpatagónica es caracterizada por la presencia del arco volcánico cuaternario sobre la

pendiente occidental, compuesto por grandes estratovolcanes que se corresponden con las mayores elevaciones a estas latitudes. Otro rasgo conspicuo de esta región es la zona de fallas de Liquiñe Ofqui (LOFZ) (Figuras 4.1 y 4.3), que corresponde a una faja o sistema de fallas transpresionales dextrales de 1.000 km de longitud que se desarrolla a lo largo de una corteza debilitada termalmente por debajo de las raíces del arco magmático (Cembrano et al., 1996; Lavenu y Cembrano, 1999).

Otra característica intrínseca de la zona del retropaís (*hinterland*) es el Batolito Patagónico, un cuerpo paralelo a la línea de costa Pacífica de ~2,000 km de largo y 120 km de ancho promedio, asociado con cuerpos menores satelitarios esparcidos hacia ambas pendientes andinas (Hervé et al., 2000). Particularmente, el segmento al norte del golfo de Penas (47°S) correspondiente al Batolito Norpatagónico (NPB) está constituido por rocas intrusivas del Jurásico Medio hasta el Mioceno (Pankhurst et al., 1999, Castro et al., 2011) las cuales intruyen localmente el basamento Paleozoico superior. Estos pulsos de emplazamiento de granitoides han sido vinculados a la cinemática de la zona de subducción, interpretándose que la inyección de magma habría sido favorecida durante los estadios en los cuales la tasa de convergencia se habría incrementado (Hervé et al., 2000; Adriasola et al., 2006). Los emplazamientos de los plutones más jóvenes son parcialmente controlados por la LOFZ así como sus gradientes de exhumación (Adriasola et al., 2006).

Las partes internas de la Cordillera Norpatagónica, al este de la LOFZ, son estructuradas por medio de láminas de cabalgamientos de piel gruesa que exhuman el flanco oriental del Batolito Patagónico y que exponen en superficie rocas de basamento (Figura 4.4) (Thomson, 2002; Giacosa and Heredia, 2004a; Garcia Sansegundo et al., 2009). El basamento del sector de retroarco está compuesto mayormente por rocas metamórficas e ígneas deformadas por la orogénia Gondwanica durante el Carbonífero Tardío y el Triásico (García Sansegundo et al., 2009; von Gosen, 2009; von Gosen y Loske, 2004) e intruidas por granitoides mesozoicos y cenozoicos. Este basamento ígneo-metamórfico es reunido en el denominado Complejo Colohuincul en el retropaís mientras que hacia el antepaís es referido como el Complejo Río Chico, que corresponde a las rocas más antiguas del Macizo Norpatagónico, las cuales se encuentran sobreyaciendo un basamento cristalino neoproterozoico (Pankhurst et al., 2006; Hervé et al., 2013).

En el sistema Precordillerano (41°30'-43°S), al este de la Cordillera Norpatagónica (Figura 4.3), este basamento es intruido por el Batolito Subcordillerano del Jurásico Inferior (Gordon and Ort, 1993; '*Subcordilleran belt*' en Rapela et al., 2006) (Figura 4.4). Estas rocas son cubiertas por las sucesiones volcano-sedimentarias relativamente concomitantes que se desarrollaron en un ambiente de intra-arco en un sistema de estructuras de orientación NNE- (Giacosa y Heredia, 2004b; Orts et al., 2012b). Más hacia el este, en la región del antepaís, se desarrollaron una serie de depocentros extensionales continentales de edad jurásica temprana a media correspondientes a la

denominada cuenca de Cañadón Asfalto (Figura 4.3), razón por la cual la rocas del basamento del Macizo Norpatagónico se profundizan en ese sector (Figari, 2005).

En las partes del frente oriental de la Cordillera Norpatagónica, las rocas volcánicas del Grupo Divisadero (Skármeta y Charrier, 1976) cubren de manera discordante a las sucesiones jurásicas y a las rocas intrusivas previas. Estas sucesiones volcánicas con afinidades calco-alcalinas poseen edades comprendidas entre 100-120 Ma (Lizuaín, 1987; Suárez et al., 1996; Rapela et al., 1988). Sus afloramientos se encuentran distribuidos entre los 41° y 48°S alcanzado su posición más oriental entre los 44°-45°S. Estas rocas volcánicas son emplazadas por sobre una discordancia angular que implica un evento orogénico del Cretácico Temprano que habría moldeado los Andes a estas latitudes (Ramos, 1981; Suárez y De La Cruz, 2001), que podría estar asociado con una reorganización de placas a nivel mundial (Matthews et al., 2012).

En la región del retroarco se desarrollan dos fajas magmáticas cenozoicas, que difieren en edades y composición: i) la faja oriental de Pilcaniyeu (60-42 Ma, Formación Huitrera), y ii) la faja occidental de El Maitén (33-23 Ma, Formación Ventana) (Rapela et al., 1988) (Figura 4.4). La faja magmática paleocena a eocena de Pilcaniyeu se caracteriza por presentar rocas volcánicas bimodales con predominancia de facies riolíticas e ignimbríticas hasta composiciones andesíticas subordinadas (Mazzoni et al., 1991). Hacia el oeste, la faja magmática oligocena de El Maitén se caracteriza por presentar una amplia distribución de afloramientos de rocas andesíticas, dacíticas y basálticas que describen una faja de orientación N a lo largo del sistema Precordillerano que se defleca hacia una dirección NNO hacia el lago Nahuel Huapi (Figura 4.4). Los productos asociados a este volcanismo se han acumulado en depocentros con geometrías de cuña que fueron reconocidos a partir de observaciones de campo (véase Capítulo 3; Orts et al., 2012b). Estas dos fajas volcánicas presentan firmas geoquímicas que indican que sus composiciones toleíticas difieren significativamente de aquellas correspondientes a las rocas volcánicas de arco pliocenas a holocenas presentes en la región (Rapela et al., 1988, Rapela y Kay, 1988). El relleno sedimentario cenozoico en la zona de estudio es acomodado en depocentros aislados en la pendiente oriental de los Andes. Estos depocentros corresponden a dos cuencas parcialmente sobreimpuestas, las cuencas de Ñirihuau y Collón Curá (Figura 4.2). Estas sucesiones del Mioceno inferior a superior son caracterizadas por presentar secciones condensadas que se solapan (relaciones de *onlap*) sobre los flancos de las estructuras cenozoicas (véase Capítulo 3; Orts et al., 2012b).

Sobre la zona del antepaís se disponen planicies basálticas en forma discordante por sobre las sucesiones antes descriptas (Figura 4.4). Estos basaltos han sido datados entre 5 y 0,6 Ma por medio del método K/Ar (Mena et al., 2006; Pecskey et al., 2007; Haller et al., 2009). Su geoquímica indica que corresponden a un ambiente de intraplaca que difiere del de las rocas del arco andino más antiguas (miocenas) (Massaferro et al., 2006).

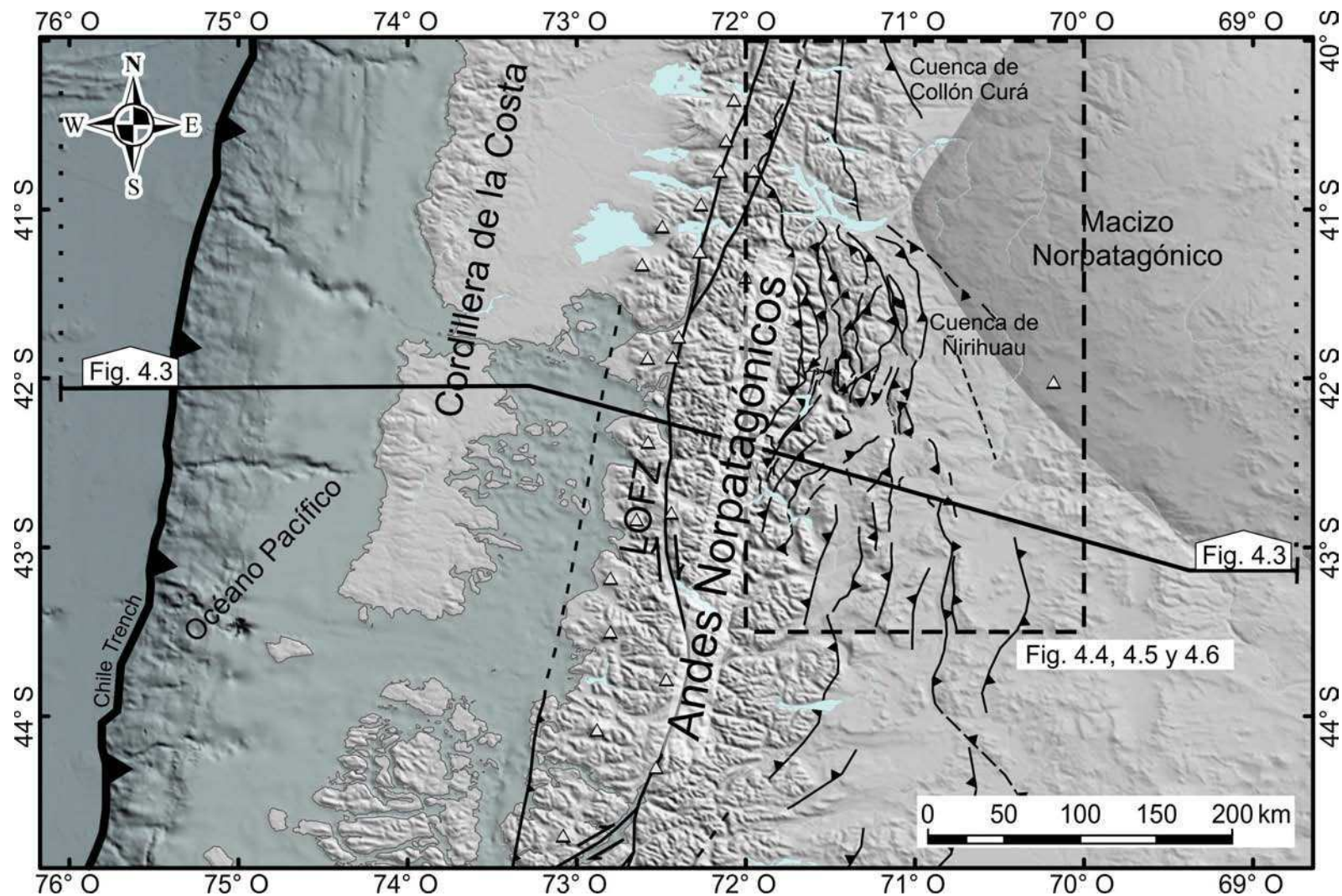


Figura 4.2. Mapa regional esquemático indicando las principales unidades morfoestructurales y las estructuras de los Andes entre los 40° y 45°S. Nótese el Macizo Norpatagónico, indicado en sombreado gris, que constituye un bloque paleozoico que limita orientalmente la extensión de la faja plegada y corrida Norpatagónica. Nótese también una alta concentración de estructuras contraccionales entre los 41° y 42°S en la zona del retroarco.

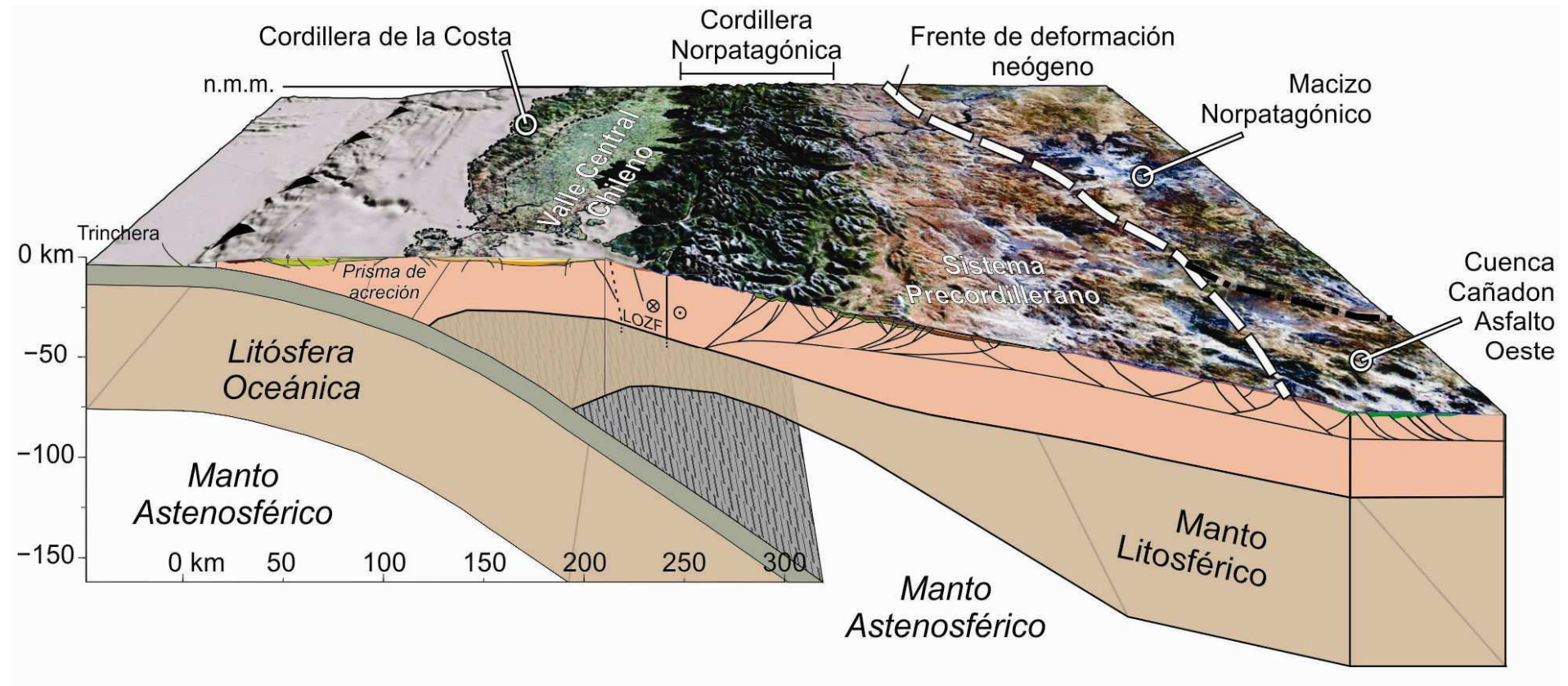


Figura 4.3. Modelo 3D de los Andes Norpatagónicos entre los 40-42°S indicando las principales estructuras corticales. La estructura del antearco está basada en González (1989), mientras que la estructura del retroarco está basada en datos de la presente Tesis y el sector más alejado correspondiente a la cuenca de Cañadon Asfalto está basado en Figari (2005). La estructura litosférica profunda ha sido tomada de Lange et al. (2007) y Tašárová (2007). La línea blanca punteada representa el frente de deformación neógeno. Nótese dos ambientes contrastantes, uno occidental caracterizado por estructuras de rumbo y depocentros cretácicos a cenozoicos levemente invertidos, y otro oriental caracterizado por depocentros fuertemente invertidos produciendo una vergencia oriental que pasa hacia un antepaís fragmentado hacia el este donde predominan las estructuras doble-vergentes.

4.2.1 Estructura de la zona de retroarco

La mayor parte de la estructura del área del retroarco a los $\sim 40\text{--}43^{\circ}30'\text{S}$ ha sido desarrollada durante las etapas contraccionales del Cretácico y Neógeno (Ramos, 1981; Ramos and Cortés, 1984; Giacosa et al., 2005; Homovic et al., 2011; Orts et al., 2012b). En particular, la faja de deformación neógena se extiende desde la zona axial de los Andes hasta el sector occidental del Macizo Norpatagónico donde una serie de bloques de basamento han sido levantados diferencialmente (Figura 4.3) (Coira et al., 1975). Las estructuras doble-vergentes y retrocorrimientos que definen amplias fajas de deformación con una vergencia general hacia el este son típicas de este sector (Figuras 4.3 y 4.4).

Algunas de estas láminas o cabalgamientos de piel gruesa son insertados en los estratos cenozoicos conformando estructuras frontales de piel fina por debajo del sector del tope de cuña de la cuenca de antepaís (Giacosa et al., 2005; Ramos et al., 2011; Orts et al., 2012b).

La mayor parte de la deformación de piel gruesa estaría relacionada a la inversión de depocentros extensionales previos (Giacosa y Heredia, 2004a), aunque las partes internas (occidentales) pueden estar acomodando contracción por medio de otros mecanismos como fallas primarias de alto ángulo con componente transpresiva relacionadas a la generación de ramas de la zona de fallas de Liquiñe Ofqui (Lavenue y Cembrano, 1999; Thomson et al., 2002).

Las fallas normales invertidas se relacionan a dos etapas extensionales principales en el área de estudio:

1) Una etapa del Jurásico Temprano a Medio relacionada a la acumulación de unidades volcano-sedimentarias (Formación Piltriquitrón y equivalentes). Estas secciones fueron datadas por Orts et al. (2012b) (véase Capítulo 3) para el ámbito de la Cordillera Norpatagónica en ~ 197 Ma como edad máxima de sedimentación para este conjunto de estratos. Estas unidades son relacionadas a un sistema de intra-arco coetáneo con la intrusión del Batolito Subcordillerano, así también como con el desarrollo de la cuenca de Cañadón Asfalto en la zona del antepaís (Figura 4.3) (Giacosa y Heredia, 2004b; Figari, 2005; Marques y Suárez, 2007). Estas sucesiones son similares en composición, ambiente y edad a otras conocidas secuencias sedimentarias, alojadas en hemigrábenes, a los 40°S en la cuenca Neuquina, donde dataciones SHRIMP U-Pb llevadas a cabo por Spalletti et al., 2010 arrojaron edades de ~ 192 Ma.

2) Una etapa del Oligoceno a Mioceno temprano relacionada a la ocurrencia de la faja magmática de El Maitén (Rapela et al., 1988) (Figura 4.4). Este volcanismo, interdigitado con secciones marinas y sobreyacido por otra sección marina que pasa a continental (Ramos, 1982; Cazau et al., 1989), ha sido relacionado a procesos sinextensionales en base a su

geoquímica (Rapela et al., 1988; Aragón et al., 2011). En el Capítulo 3 se han reconocido en observaciones de campo depocentros con geometrías de cuña para estas secciones oligocenas (ver Capítulo 3; Orts et al., 2012b). Al norte del área de estudio a los $\sim 39^\circ\text{S}$, se han acumulado asociaciones similares interdigitadas con paquetes sedimentarios de la Formación Auca Pan entre los 33 y los 18 Ma en un ambiente extensional contemporáneo con la faja magmática de El Maitén (Morabito y Ramos 2012; Franzese et al., 2012). Esta etapa extensional fue descripta a su vez por medio de datos sísmicos y de pozo en las secciones basales de la Formación Ñirihuau (Mioceno inferior) (Mancini y Serna, 1989).

4.2.2 Sedimentación sinorogénica neógena

Las estructuras neógenas se asocian espacialmente con la cuenca de Ñirihuau (Giacosa y Heredia, 1999, 2004a; Paredes et al., 2009). Las facies proximales asociadas con el frente deformacional emergente presentan discordancias progresivas que son indicativas de sedimentación al momento de la deformación (ver Capítulo 3; Orts et al., 2012b).

Esta cuenca se encuentra dividida en dos depocentros principales, un depocentro frontal abierto y amplio conocido como la cuenca de Ñirihuau y la subcuenca de El Bolsón localizada al oeste del sistema Precordillerano (Figura 4.4). Este depocentro occidental ha sido interpretado como una cuenca de *piggy-back* transportada en el sector dorsal del sistema Precordillerano (Giacosa y Heredia, 2004b). Aquí, las discordancias progresivas han sido datadas por medio del método U/Pb LA-ICP-MS en 18.3 Ma (ver Capítulo 3; Orts et al., 2012b).

El relleno de la cuenca alcanza los 2.500 m en el sector norte del depocentro frontal, donde tres miembros han sido definidos por Cazau et al. (1989): i) una sección inferior con asociaciones de abanicos aluviales y depósitos lacustres; ii) una sección media correspondiente a ambientes lacustres profundos a someros; y iii) una sección superior mayormente caracterizada por ambientes fluviales. De manera contrastante, hacia el oeste, la subcuenca de El Bolsón está conformada principalmente por estratos marinos (Spalletti, 1983; Casadio et al., 2004; Encinas et al., 2011).

La Formación Collón Curá (16-11 Ma) sobreyace de manera discordante a la Formación Ñirihuau (Mazzoni y Benvenuto, 1990; Bilmes, 2012). Su depocentro máximo se encuentra desplazado hacia el este con respecto al depocentro mioceno inferior a medio de la Formación Ñirihuau. La base de esta unidad también se encuentra asociada a discordancias progresivas (Ramos et al., 2011; García Morabito y Ramos, 2012; Bilmes, 2012), indicando la progresión oriental de la deformación de la faja plegada y corrida andina a estas latitudes.

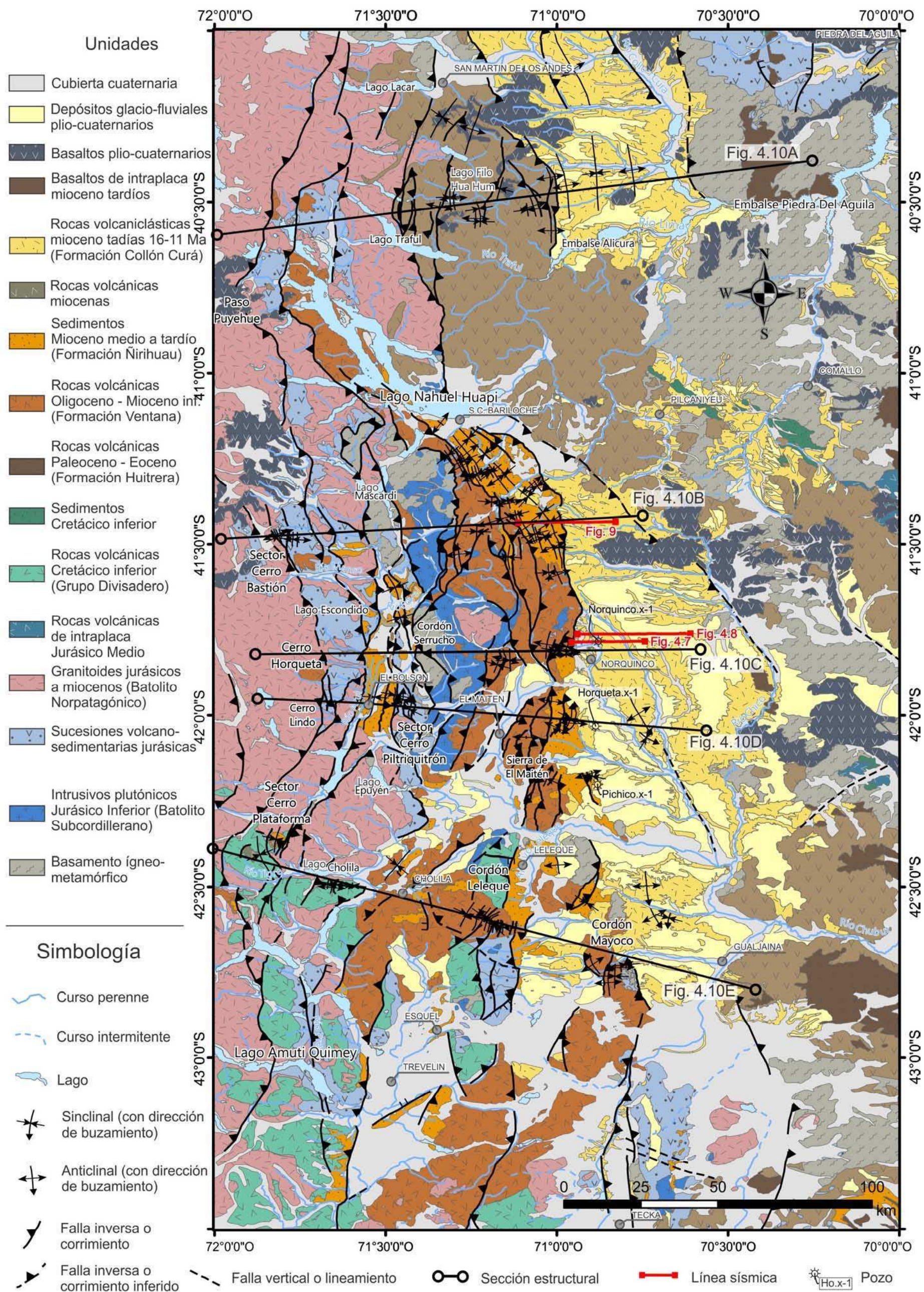


Figura 4.4. Mapa geológico regional del área del retroarco entre los 40° y los 43°30'S (modificado de Giacosa et al. 2001, 2005 y Orts et al., 2012b). Se indica la ubicación de las secciones estructurales y las líneas sísmicas interpretadas para este estudio. Véase el texto para más detalles.

4.3 Métodos

Este Capítulo consistió en la construcción de tres nuevas secciones balanceadas y en la modificación de otras dos secciones inicialmente descriptas en el Capítulo 3 (Orts et al., 2012b). Estas secciones se basaron en nuevos datos estructurales, información sísmica y de manera cualitativa en datos de gravedad.

Los datos estructurales fueron colectados en cuatro relevamientos que incluyeron los sectores más altos de los Andes Norpatagónicos desde el lago Traful ($\sim 40^{\circ}30'S$) hasta el lago Amuti Quimey ($\sim 43^{\circ}S$). El área Precordillerana fue relevada a lo largo de los cordones de El Maitén, Leleque, Mayoco y Esquel (Figura 4.4). La información fue integrada a la base de datos del sistema de información geográfica (GIS) para una posterior comparación con los datos sísmicos y gravimétricos.

Los datos de gravedad fueron colectados a lo largo de las principales rutas y caminos secundarios y líneas sísmicas (ver set de datos en la Figura 4.5a). El set de datos terrestres de gravedad utilizado en este Capítulo consiste de la compilación de más de 7.500 estaciones de gravedad obtenidas a partir de varias fuentes de información. Las mediciones fueron llevadas a cabo a lo largo de los últimos 20 años por el “Instituto Geofísico y Sismológico Volponi (IGSV)”. Los datos provenientes de la industria fueron provistos por YPF (Argentina). Datos adicionales fueron tomados de Araneda et al. (1999) y Götze et al. (2006).

Esta compilación de datos resulta en un set inhomogéneo con grandes huecos en algunos sectores del área a modelar (Figura 4.5a). Estos huecos en la información son mayormente debidos a la dificultad de acceso a algunos sectores específicos de la zona de estudio, por lo que se utilizaron datos satelitarios, de la misión GOCE, para rellenar estos faltantes a lo largo de los Andes más elevados (Álvarez et al., 2012).

Una vez completada esta base, fueron calculadas las anomalías de Bouguer utilizando una capa esférica con un radio de 166,7 km, y una densidad de $2,67 \text{ g/cm}^3$ (Hinze, 2003). Se utilizó como modelo de elevación digital para las correcciones topográficas el ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009). Se empleó la fórmula general de gravedad de 1967 atando las observaciones al datum gravimétrico IGSN71, que todavía es usado en Sudamérica. La anomalía de Bouguer resultante posee una precisión estimada de 2–5 mGal.

La anomalía de Bouguer calculada fue filtrada eliminando las componentes de gran longitud de onda (Figura 4.5b) utilizando una continuación ascendente de 40 km. Este valor de 40 km para el campo gravimétrico regional fue elegido cualitativamente luego analizar distintos regionales a alturas comprendidas entre los 20 y 60 km de altura relativa sobre el geoide.

Los residuales resultantes muestran claramente cuales son las estructuras asociadas a la segmentación del basamento pudiendo identificar las principales secciones de piel gruesa a lo largo de la faja plegada y corrida (Figura 4.5c). Su limitada resolución, en comparación con los datos sísmicos, sólo permitió la identificación a grandes rasgos de las geometrías en profundidad. Pero por otro lado, los datos gravitatorios satelitarios y de campo constituyen un campo continuo desde las partes más elevadas de los Andes hasta el sector del antepaís para identificar trenes de estructuras largos y con continuidad lateral.

Con el objetivo de obtener un mapa continuo del tope del basamento cristalino, se calculó una inversión a partir del residual de la anomalía de Bouguer utilizando el software GMSYS 3D (Figura 4.6a). Este programa utiliza transformadas rápidas de Fourier (FFT; *fast Fourier transforms*) para calcular la respuesta al modelo geológico (Popowski et al., 2006). Para ésto, todas las grillas deben ser expandidas en tamaño y rellenadas de manera que sean periódicas y se puedan eliminar los efectos de borde (Blakely, 1995). A cada capa se le asigna un valor de densidad, asignando un valor de $2,7 \text{ g/cm}^3$ al basamento. Las densidades de la corteza y el manto superior corresponden a valores estándar utilizados en trabajos previos por Folguera et al. (2007), Tašárová (2007), Rojas Vera et al. (2010). La inversión del campo gravitatorio es calculada en relación a un plano horizontal a 5.000 m por encima del nivel medio del mar.

Se utilizaron componentes de larga longitud de onda para invertir la geometría del Moho. La anomalía regional fue obtenida por medio de la continuación ascendente de la anomalía de Bouguer a 40 km por encima del geoide (Figura 4.6b). Para estimar la profundidad de la discontinuidad del Moho, se calculó una inversión de la anomalía regional de Bouguer (Figura 4.56b), asumiendo un solo límite, con una discontinuidad en la densidad a través del Moho. El cálculo de inversión comienza a partir del campo gravitatorio y se intenta obtener la profundidad a los límites entre zonas de distinta densidad, utilizando un algoritmo interactivo desarrollado por Braitenberg y Zadro (1999). Este método es análogo a la aproximación de la inversión *Oldenburg-Parker* de Oldenburg (1974). El contraste de densidades entre la corteza inferior y el manto superior utilizado fue de -0.4 g/cm^3 (Giménez et al., 2000; Introcaso et al., 1992; Woollard, 1959). El resultado de este modelo de inversión del límite corteza-manto es presentado en la Figura 4.6b, donde se indica la profundidad de la discontinuidad del Moho.

Adicionalmente, se ha calculado la profundidad a la isoterma de Curie ($\sim 580^\circ\text{C}$) a partir de datos magnéticos satelitarios y aeromagnéticos con el objetivo de inferir el estado termal de la corteza en la zona del retroarco (Figura 4.6c). Las profundidades medias de la base de la corteza magnetizada fueron calculadas a partir del análisis del espectro de potencias de los datos magnéticos obtenidos del *World Digital Magnetic Anomaly Map* (Maus et al., 2007), por medio de la aplicación del método de Tanaka et al. (1999), implementado por Ruiz e Introcaso (2004). Aquí se asume que la fuente más profunda correspondiente al segmento de mayor pendiente corresponde a la profundidad del punto de Curie ($\sim 580^\circ\text{C}$). La totalidad del campo magnético de la zona de estudio fue analizado por medio de 52 ventanas cuadradas,

cada una de ellas cubriendo un área $1,75^\circ$. Cada medición correspondió a un desplazamiento con respecto a la anterior de aproximadamente de 0.25° a lo largo de un grillado N-S y E-O, preponderando el centrado de la medición en los lugares con mayor densidad de datos magnéticos y así llegando a cubrir la región del retroarco entre los 39° - 44° S y 73° - 69° O.

Con el objetivo de estudiar las variaciones reológicas a través del área de estudio, se llevó a cabo una estimación de espesores elásticos (T_e) en base a la anomalía de Bouguer. Se calculó la rigidez flexural de la litósfera utilizando la aproximación de convolución (Braitenberg et al., 2002) y una nueva solución analítica derivada de una ecuación diferencial de 4to. orden que describe la flexión de una placa delgada (e.g para calcular analíticamente la deflexión de una placa delgada por efecto de una carga topográfica, véase Wienecke et al. (2007) y otras referencias allí indicadas). Este método calcula los parámetros flexurales por medio del mejor ajuste de la interfaz corteza-manto observada (e.g. el Moho por medio de la inversión de gravedad) y una interfaz corteza-manto calculada a partir de un modelo flexural.

Las densidades utilizadas para estos cálculos son valores estándar utilizados por Folguera et al. (2007) y Rojas Vera et al. (2010) (densidad por encima del nivel del mar: $2,67 \text{ g/cm}^3$; densidad corteza superior: 2.7 g/cm^3 ; densidad corteza inferior: 2.9 g/cm^3 ; densidad del manto superior: 3.3 g/cm^3). La anomalía de Bouguer fue invertida considerando un espesor normal de corteza de 35 km.

Se obtuvo una ondulación gravimétrica del Moho siguiendo los mismos pasos descriptos más arriba. Con el objetivo de poder modelar este Moho gravimétrico en los términos de un modelo isostático, se permite que el espesor elástico efectivo (T_e) varíe en un rango de $1 < T_e < 35 \text{ km}$. El espesor elástico es considerado constante en ventanas móviles con un tamaño de $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$. El tamaño de las ventanas fue elegido evaluando la longitud de onda de las principales estructuras geológicas visibles. La flexura fue calculada con los valores estándar del módulo de Young (10^{11} N/m^2) y el coeficiente de Poisson (0,25).

Por otro lado, se puede alcanzar una mayor resolución y por ende una mayor definición de la geometría de las estructuras principales por medio de datos de sísmica de reflexión colectados en relevamientos de la industria del petróleo en los años 80's. Consecuentemente, se analizaron una serie de 10 líneas sísmicas a lo largo del depocentro frontal de la cuenca de Ñirihuau, de las cuales sólo tres líneas sísmicas seleccionadas son mostradas en este Capítulo (Figuras 4.7, 4.8 y 4.9; véase la Figura 4.4 para su ubicación). Estos relevamientos sísmicos registraron información hasta los 4-5 seg. Posteriormente fueron convertidas a profundidad con el fin de obtener la geometría más precisa para la construcción de las secciones estructurales. Esta conversión en profundidad fue lograda a partir de la utilización de datos de velocidades interválicas obtenidas de los pozos exploratorios Ñorquinco x-1 y Horqueta x-1 (véase la Figura 4.4 para su ubicación). Esta fue llevada a cabo por medio del software Move® (Midland Valley Ltd.) utilizando un método interactivo que consiste en asignar velocidades interválicas, derivadas de datos de pozo, a las unidades interpretadas a lo

largo de la línea sísmica (véase la sección metodologías generales del Capítulo 1 para más detalles). La resolución de las líneas sísmicas parece ser relativamente buena hasta los 3 km de profundidad. Por debajo, sólo algunos sectores ruidosos pueden ser todavía interpretados.

La construcción de las secciones estructurales fue realizada por medio del software *Move*® a través de la combinación del mapeo de la geología de superficie, modelos digitales de elevación y los datos de sísmica de reflexión y pozo. Se utilizaron distintos algoritmos de restauración palinástica considerando el comportamiento de las diferentes unidades y dominios estructurales. En particular, en el dominio interno, la mayor parte de las estructuras de piel gruesa fueron modeladas utilizando el algoritmo de *fault parallel flow*, estableciendo desplazamientos mínimos entre los límites estratigráficos erosionados y nivelando las mismas unidades en los bloques colgantes y yacientes. En el sector de la cuenca de antepaís frontal, los pliegues por debajo del área del tope de cuña fueron restaurados y modelados utilizando los algoritmos de *trishear* y *flexural slip unfold*. El uso del algoritmo de *flexural slip* en este sector fue decidido en función de las observaciones de campo y propuestas de mecanismos para la deformación de las unidades de la cuenca de Ñirihuau (Ramos et al. 2011). Finalmente, de estas reconstrucciones se obtuvieron magnitudes de acortamiento con el fin de ser analizadas y comparadas entre sí.

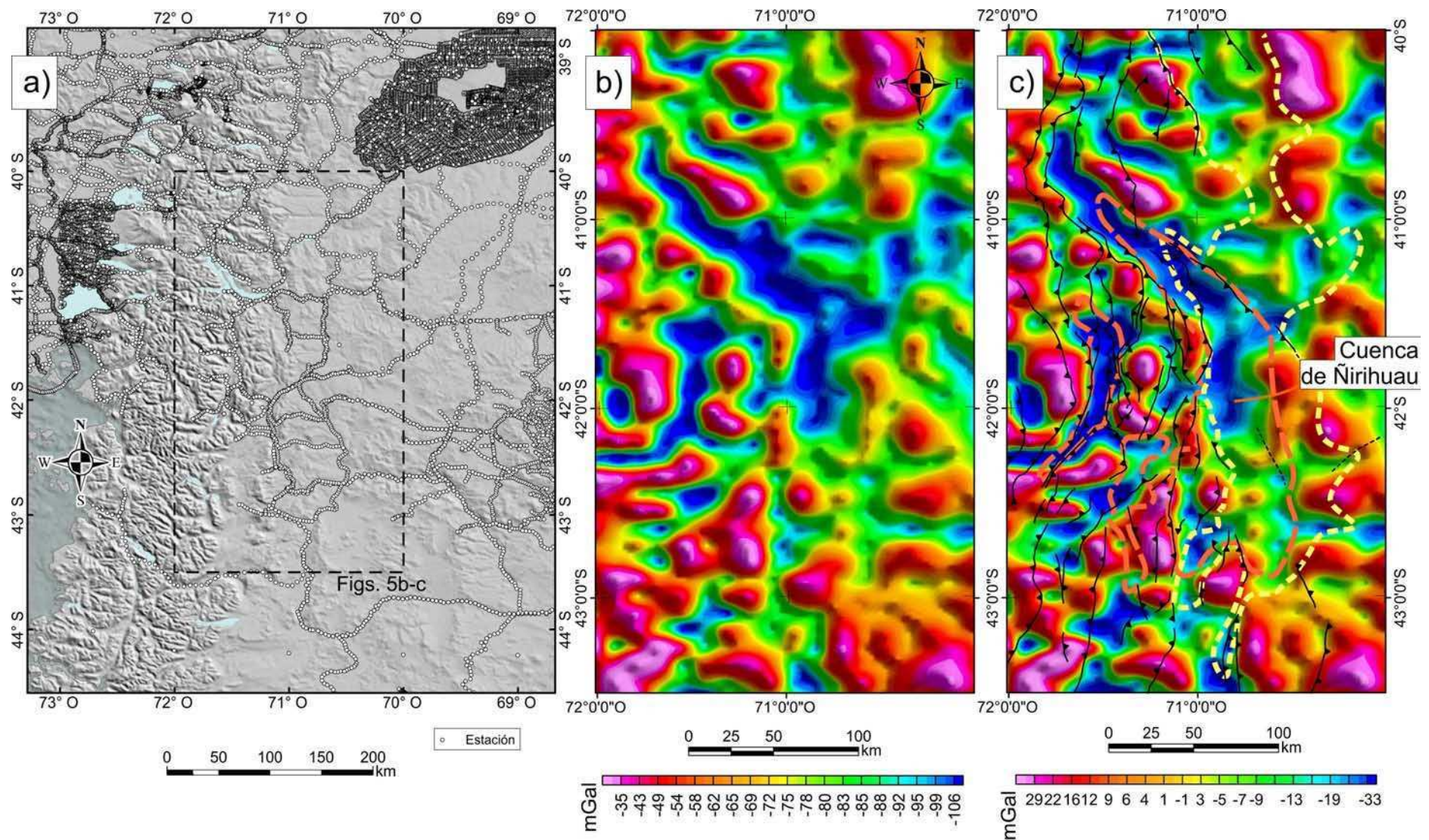


Figura 4.5. a) Set de datos gravimétricos utilizados para este estudio. b) Anomalías de Bouguer. c) Residuales gravimétricos resultantes después de descontar un campo continuo llevado de manera ascendente hasta los 40 km. Nótese una fuerte correlación entre las anomalías residuales, las estructuras mapeadas en el retroarco y los depocentros cenozoicos principales.

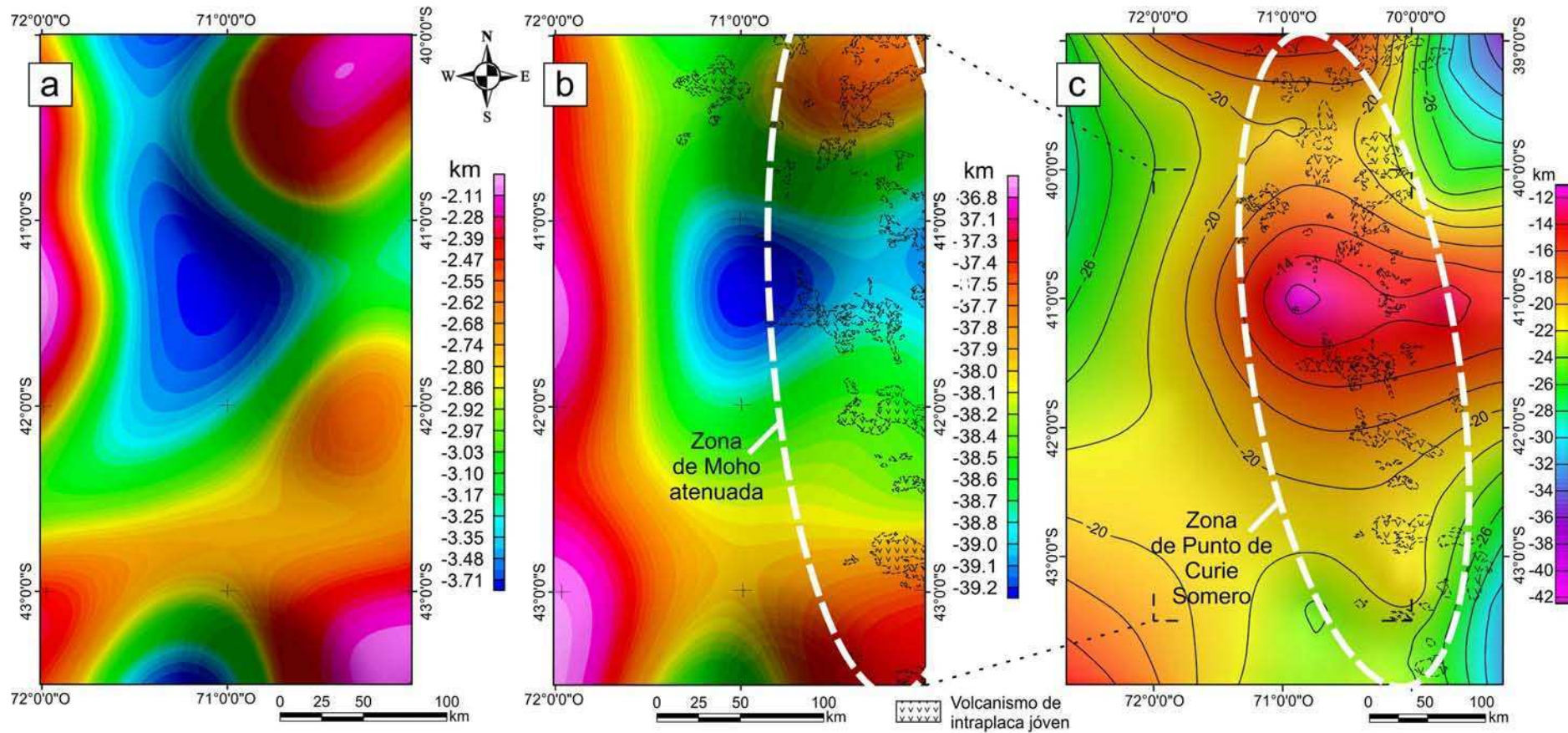


Figura 4.6. (a) Topografía del basamento obtenida de la inversión de residuales gravimétricos computados a partir de un modelo de densidades idealizado. (b) Geometría del Moho obtenida a partir de la inversión de residuales gravimétricos utilizando un modelo litosférico simple de densidades de 2-capas. (c) Profundidad a la Isoterma de Curie obtenidas a partir de un análisis de la densidad espectral de potencia de las anomalías magnéticas. Nótese que las unidades volcánicas jóvenes correspondientes a un ambiente de intraplaca se disponen de manera alineada en un tren con orientación NNO que al ser superpuesto a (b) y (c) se observa su correlación con una zona cortical atenuada y termalmente debilitada.

4.4 Análisis de los datos gravimétricos y magnéticos

Se realizó un análisis del campo gravitatorio en el sector del retroarco con el objetivo de determinar la geometría cortical e identificar los rasgos de gran escala en profundidad.

Los residuales gravimétricos calculados indican una clara correspondencia con las estructuras mapeadas en superficie y la ubicación de los depocentros de las cuencas (Figura 4.5c). La presencia de anomalías positivas que alcanzan valores de hasta 33 mGals se corresponden tanto con exposiciones directas de rocas de basamento, como con estructuras elevadas de manera diferencial que son interpretadas como bloques de piel gruesa por debajo de la cubierta sedimentaria. Las anomalías negativas se corresponden con los depocentros sedimentarios, tanto con las cuencas intermontanas como la ubicada entre la Cordillera Norpatagónica y la Precordillera (la subcuenca de El Bolsón) como las que encuentran en el área del antepaís (cuencas de Ñirihuau y Collón Curá) (Figura 4.5c).

El modelo de inversión de basamento mostrado en la Figura 4.6a revela la profundidad al basamento promedio, donde los rasgos de gran longitud de onda representan los depocentros sedimentarios. Los contrastes de densidad utilizados en este modelo de inversión permiten la diferenciación de los depocentros volcánicos y sedimentarios de las rocas del basamento cristalino. En el modelo, el depocentro más profundo alcanza los ~3.700 m y corresponde a la cuenca de Ñirihuau donde se han acumulado las mayores secciones sinorogénicas. Este depocentro de antepaís se angosta y adelgaza hacia el norte (~41°30'S) y luego se profundiza nuevamente hacia el área de Collón Curá, sin exceder nunca los 2.500 m. Aunque estos valores tienen que ser considerados como una aproximación ya que dependen de un modelo asumido, implican la existencia en profundidad de secciones volcánicas oligocenas con el fin de alcanzar los valores obtenidos.

El modelo de inversión del Moho utiliza un modelo idealizado de densidades que revela la geometría general del complejo límite corteza-manto, donde se sugiere la presencia de una zona atenuada en la zona del retroarco (Figura 4.6b). Esta zona de orientación N-coincide en superficie con la disposición de rocas volcánicas de intraplaca pliocenas a cuaternarias descriptas por Massaferro et al. (2006) (Figura 4.6b).

Como se estableció previamente, la estructura termal de la corteza puede ser inferida a partir de las anomalías magnéticas a través de los análisis de profundidad del punto de Curie (Tanaka et al., 1999). El mapa profundidades de la isoterma de Curie resultante (Figura 4.6c) muestra una posición somera anómala alargada en una dirección NNO a lo largo del sector del retroarco. Esta anomalía es aproximadamente coincidente con la

zona atenuada del Moho inferida a partir de la Figura 4.6b. Una anomalía termal puede ser inferida para el frente orogénico y el sector occidental del antepaís con un Moho atenuado, donde se emplaza el volcanismo de intraplaca más joven que 5 Ma (Massaferro et al., 2006).

4.5 Análisis de la información sísmica

La información sísmica en conjunto con datos de pozo y de superficie permite identificar la geometría de los principales paquetes volcánicos/sedimentarios así como la estructura en el sector del frente orogénico (Figura 4.4). Un total de 10 líneas sísmicas, distribuidas de manera regular en el sector del frente orogénico emergente, fueron utilizadas para constreñir la geometría de las secciones estructurales presentadas en este estudio.

En particular, en el área de Ñorquinco (Figura 4.4), las líneas sísmicas mostradas en las Figuras 4.7 y 4.8 revelan las secciones sedimentarias más profundas en el área del antepaís, donde se superponen dos secciones: una inferior caracterizada por la superposición de geometrías cuneiformes y una superior donde unidades que presentan una mayor continuidad se adelgazan progresivamente hacia el este.

Las geometrías de cuña inferiores son interpretadas como depocentros sinextensionales correspondientes a hemigrábenes asociados en su mayoría a fallas normales de inclinación O- (Figuras 4.7 y 4.8). Los datos de pozo permiten la identificación de parte del relleno de estos depocentros, que corresponden a la sección superior de las rocas volcánicas de la Formación Ventana y la sección inferior de la Formación Ñirihuau.

Las unidades superiores muestran relaciones de *onlap* contra las rocas del basamento en la zona del antepaís. Los datos de superficie y de pozo muestran que esas unidades corresponden a las secciones medias a superiores de la Formación Ñirihuau y a la Formación Collón Curá. Hacia el oeste del pozo Ñorquinco.x-1 (Figura 4.7) se desarrolla un sinclinal generado por la inserción de una cuña de basamento entre los bancos medios de la Formación Ñirihuau que presenta a su vez discordancias progresivas hacia ambos flancos. De manera similar, en la Figura 4.8 se observan en la línea sísmica reflectores que podrían ser interpretados como discordancias progresivas asociadas al crecimiento de los limbos de dos anticlinales. Estas geometrías son típicas de sedimentación sinorogénica lo que indica que el acortamiento ha ocurrido durante el Mioceno (18-11 Ma).

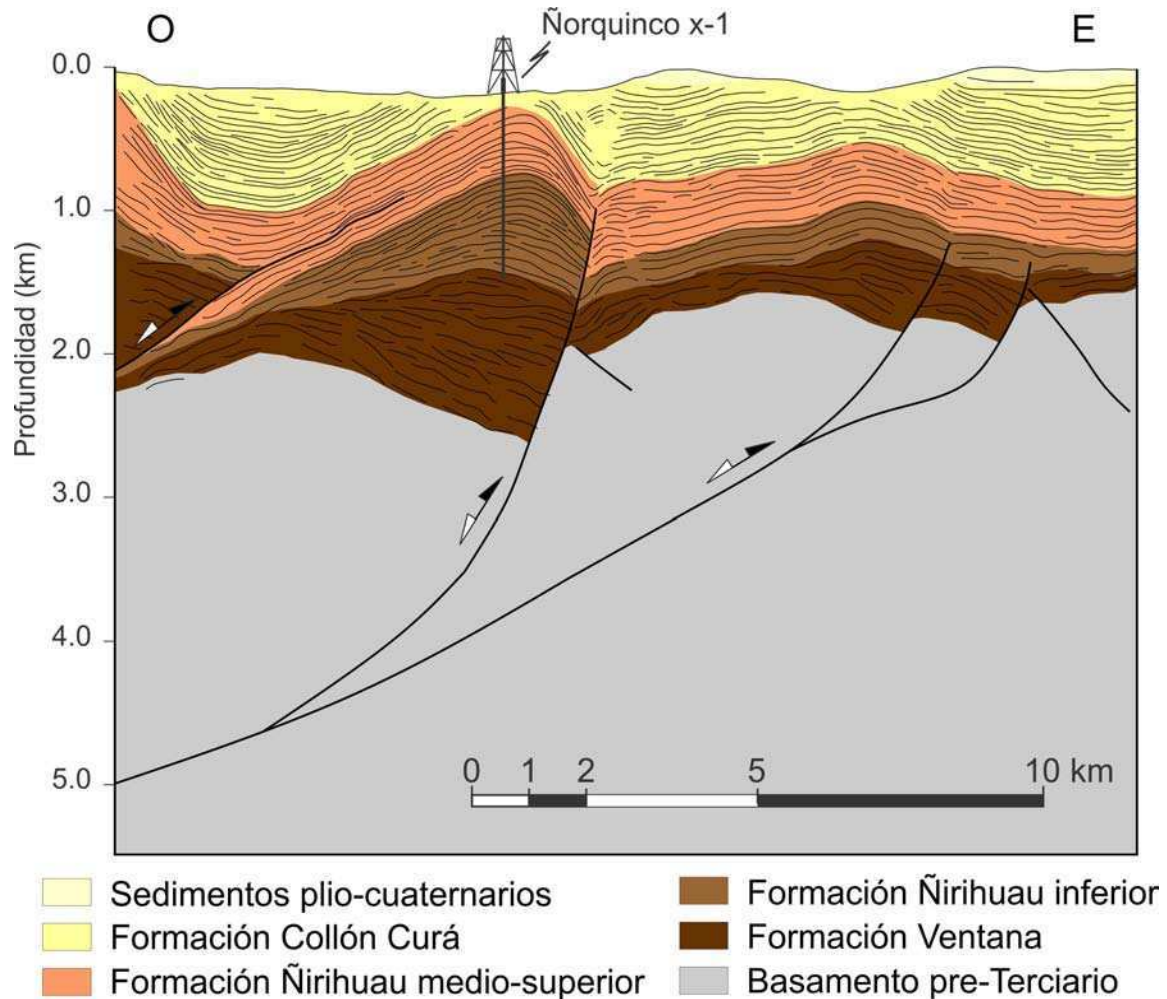


Figura 4.7. Interpretación de la línea sísmica 2D AR4A-116 ubicada en el área de Ñorquingo (véase la Figura 4.4 para su ubicación). Aquí se pueden identificar una serie de estructuras de vergencia oriental relacionadas con la inversión tectónica de depocentros extensionales del Oligoceno-Mioceno temprano. Las fallas normales permitieron la acumulación de rocas volcánicas de la Formación Ventana así como también de los sedimentos de la sección inferior de la Formación Ñirihuau. Hacia el oeste se observa la inserción de una estructura en forma de cuña entre las secciones medias a superiores de la Formación Ñirihuau actuando como un frente de deformación no emergente.

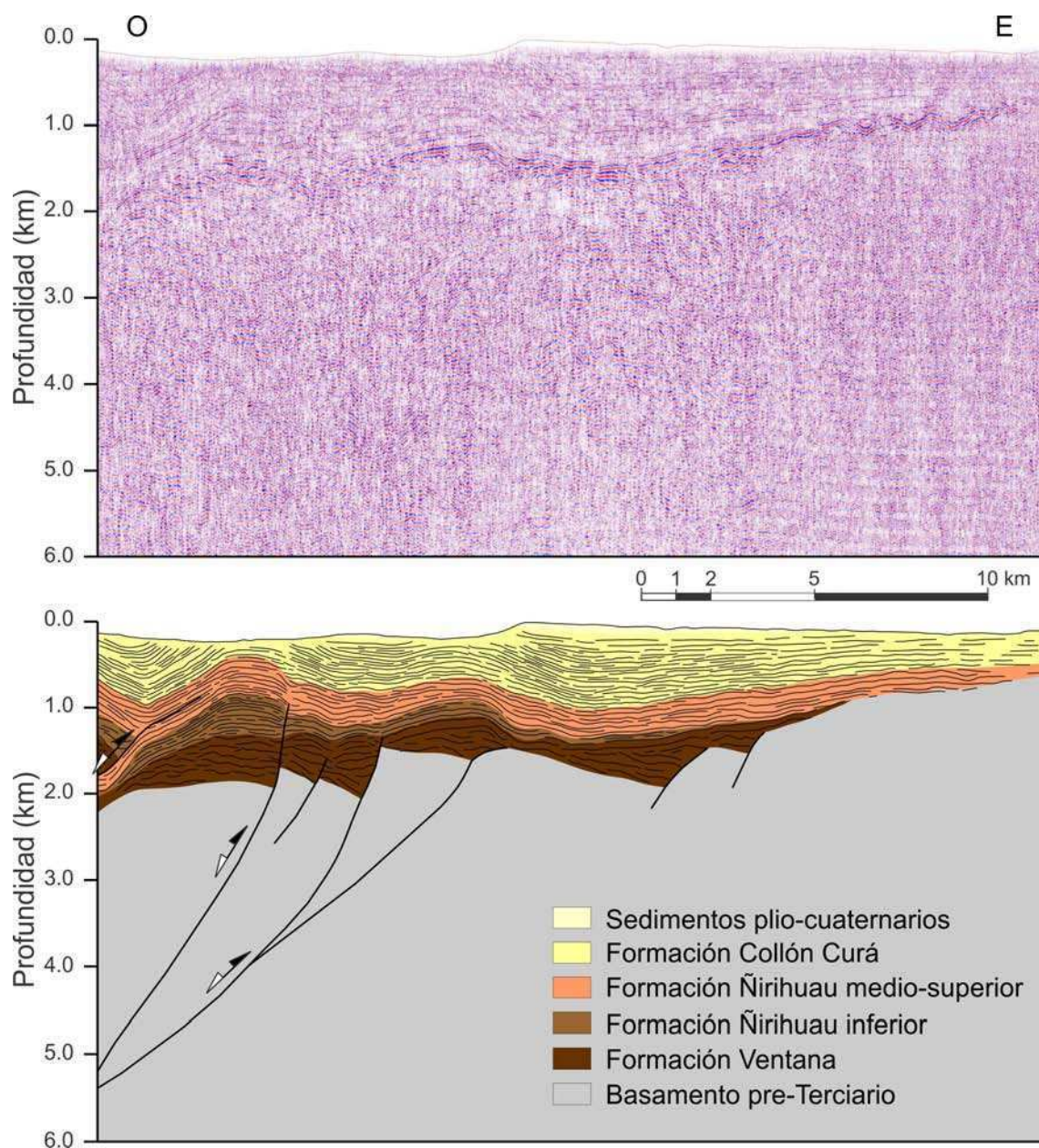


Figura 4.8. Línea sísmica 2D AR4A-103 convertida en profundidad (véase la Figura 4.4 para su ubicación). Estructuras de vergencia oriental asociadas con la inversión de depocentros extensionales de la Formación Ventana y sección inferior de la Formación Ñirihuau. El crecimiento de estas estructuras ocurrió al momento de la depositación de la Formación Collón Curá que presenta relaciones de *onlap* y una geometría que se adelgaza hacia el antepaís.

Los mecanismos contraccionales estarían vinculados a la inversión tectónica de fallas normales que controlaron los depocentros asociados con la Formación Ventana y la sección inferior de la Formación Ñirihuau (Figuras 4.7 y 4.8). Sí bien se puede observar un moderado grado de inversión en el sector del tope de cuña, donde se encuentran los registros sísmicos 2D, se alcanza a observar cuñas insertadas en la cubierta sedimentaria

lo que indicaría un incremento del grado de inversión y/o acortamiento hacia el oeste. Luego se atenúa rápidamente hacia la zona del antepaís donde las estructuras contraccionales tienden a pasar por alto la arquitectura extensional.

En la Figura 4.9 se puede apreciar una zona que presenta mecanismos de piel fina asociados a la inserción de una cuña de basamento. Esto define un frente orogénico emergente que contrasta con otros sectores donde solo llegan a desarrollarse frentes deformacionales ciegos (Figuras 4.7 y 4.8).

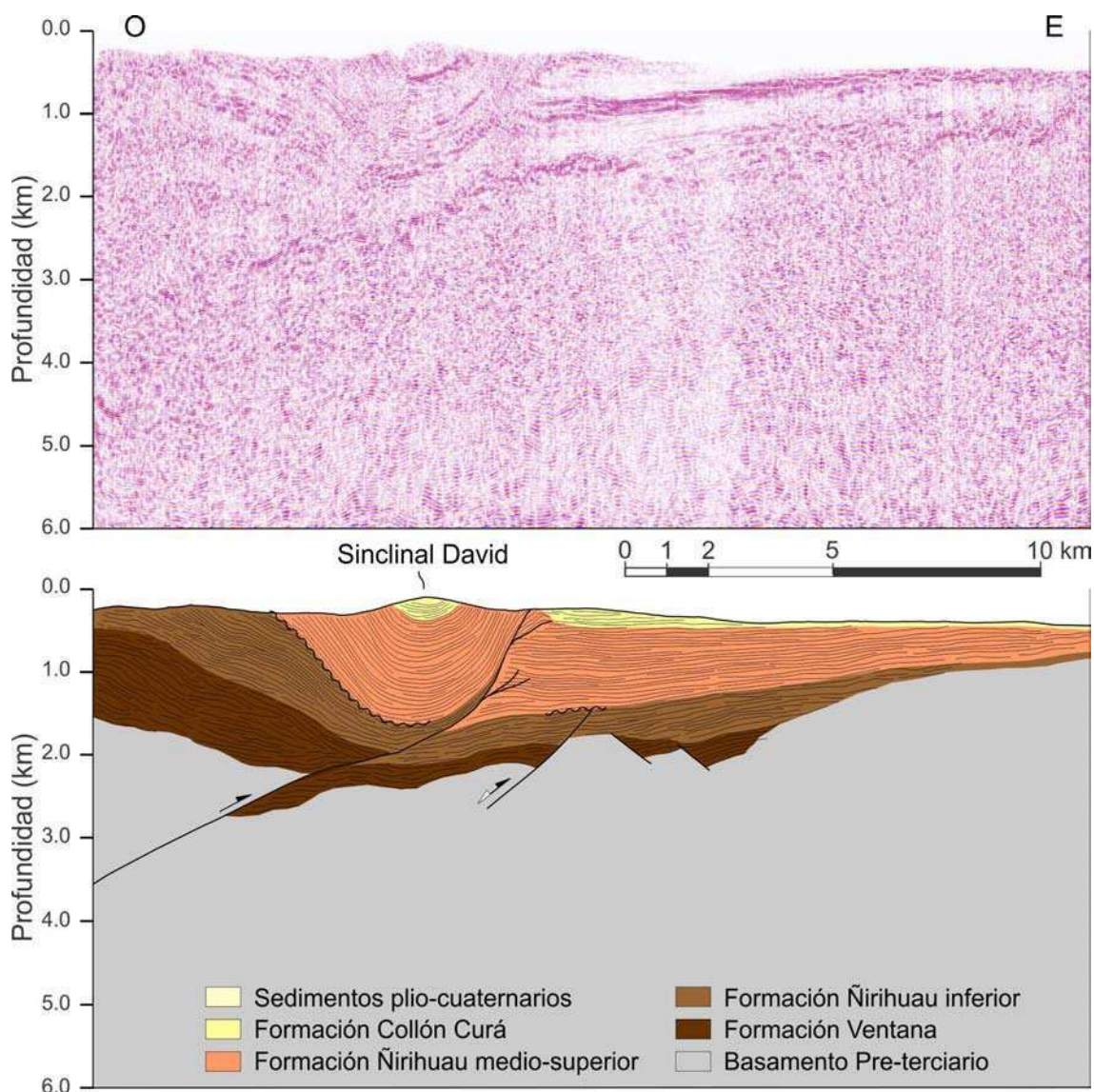


Figura 4.9. Línea sísmica 2D AR4A-116 convertida a profundidad en el sector del sinclinal David (véase la Figura 4.4 para su ubicación). Nótese, la inserción de una lámina de corrimiento de bajo ángulo que exhuma las secciones medias a superiores de la Formación Ñirihuau. También nótese en el bloque yacente el adelgazamiento progresivo de estas unidades en dirección hacia el antepaís. También se observa en este sector que los depocentros extensionales de la Formación Ventana y Ñirihuau inferior se encuentran sólo ligeramente invertidos o incluso sin inversión.

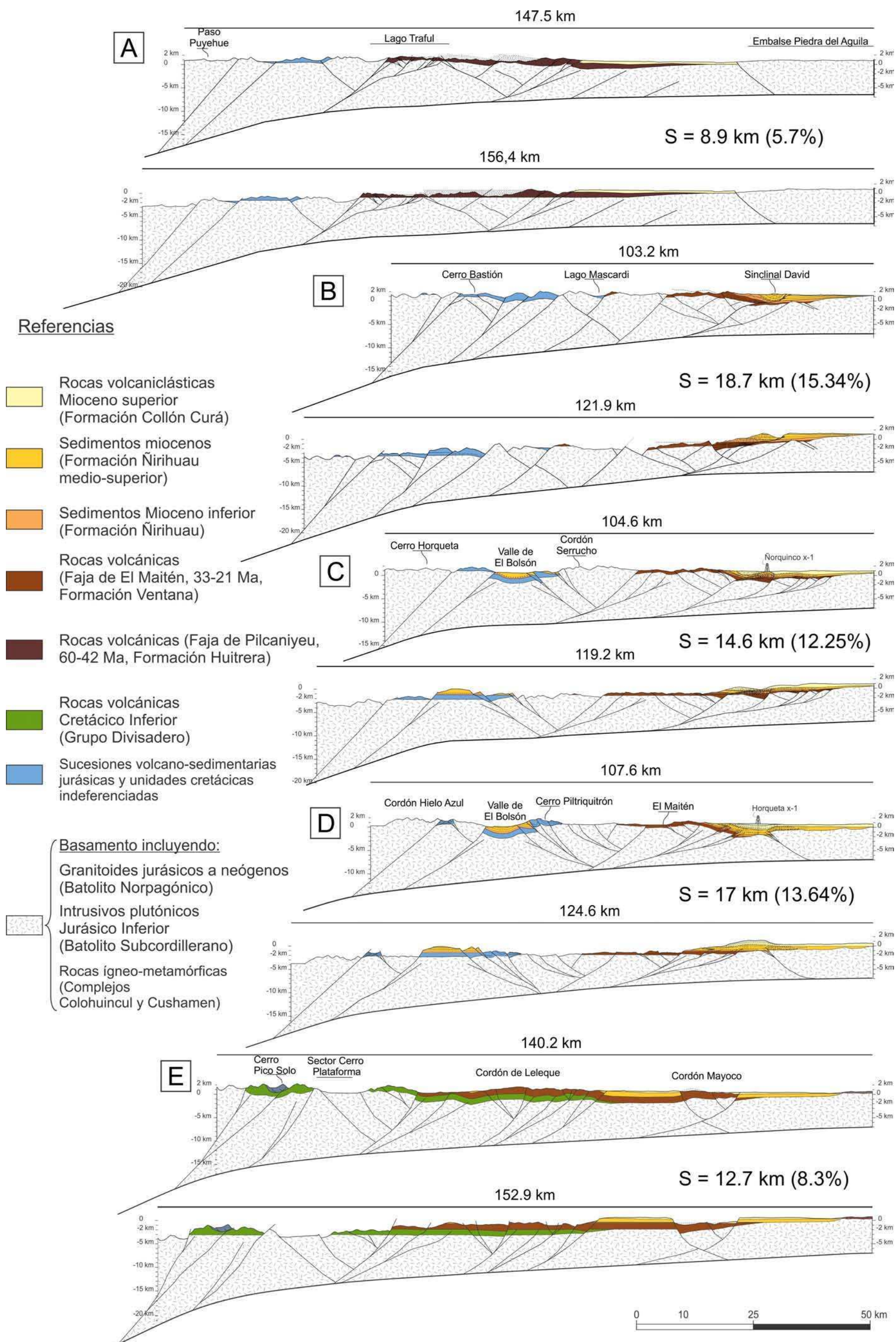


Figura 10

Figura 4.10. Secciones estructurales balanceadas desde la divisoria de aguas hasta el sector del antepaís entre los 40°30' y 42°45'S (véase la **Figura 4.4** para su ubicación). (A) Sección estructural más septentrional que va desde el sector del paso Puyehue hasta el sector del antepaís a lo largo del los lagos Traful y Filo-Hua-Hum. Nótese que el Batolito Norpatagónico es levantado por encima de las rocas volcánicas cenozoicas en el sector occidental del lago Traful. (B) Sección desde el cerro Bastión hasta el área a lo largo del sinclinal David, que coincide con el máximo acortamiento en este segmento andino. (C) Sección desde el cerro Horqueta, en el retropaís, hasta el sector de Ñorquinco en el antepaís. El Batolito Norpatagónico es levantado por encima de los sedimentos cenozoicos del valle de El Bolsón por medio de un corrimiento fuera de secuencia de vergencia oriental. Nótese hacia el este en la Precordillera, una serie de retrocorrimientos que levantan a las rocas ígneo-metamórficas en el cordón El Serrucho. Más hacia el este, depocentros extensionales son invertidos en el frente orogénico en el área de Ñorquinco. (D) Sección desde el cerro Lindo hasta la región del antepaís hacia el este del cordón de El Maitén. Nótese la presencia de una serie de corrimientos de vergencia oriental al este del cordón de El Maitén que son solapados por depósitos sinorogénicos miocenos. (E) Sección desde la divisoria de aguas cercana al lago Cholila donde fallas inversas de alto ángulo deforman las rocas volcánicas de arco del Cretácico Inferior y el Mioceno. Hacia el este, los depocentros extensionales son invertidos en el cordón de Leleque, continuando hasta el sector del antepaís con el levantamiento de estructuras aisladas que canibalizan los depósitos sinorogénicos.

4.6 Interpretación de las secciones estructurales: Magnitudes de acortamiento y mecanismos de deformación

Se construyeron cinco secciones estructurales balanceadas desde la divisoria de aguas hasta el sector del antepaís entre los 40°15' a 43°S (Figura 4.10; véase la Figura 4.4 para su ubicación). Estas están construidas en base a datos de superficie, de gravedad y más localmente, a lo largo del frente orogénico, en base a datos sísmicos.

La sección más septentrional va desde el paso Puyehue, al norte del lago Nahuel Huapi, hasta el río Limay superior (Figura 4.10A). Un sector interno-occidental se caracteriza por la exposición de estratos jurásico-cretácicos y granitoides del Cretácico a Cenozoico del Batolito Patagónico. Estas últimas intruyen localmente al basamento paleozoico. Las estructuras a lo largo de este sector corresponden a fallas inversas de alto ángulo que producen anticlinales de larga longitud de onda en cuyos núcleos se exponen rocas de basamento. Este sector termina con un corrimiento oriental que yuxtapone a las series paleozoicas-mesozoicas por encima de las secciones de la Formación Huitrera al norte del lago Traful (Figura 4.4). El sector oriental es caracterizado por la presencia de afloramientos continuos de las series cenozoicas expuestas por estructuras de corta longitud de onda que fueron modeladas localmente por encima de un *decollement* más somero. Por lo tanto, dos *decollements* son utilizados para modelar las estructuras relevadas y medidas, uno que alcanzó los ~5 km de profundidad entre bloques

prominentes de basamento, y otro *decollement* principal a los ~15 km para las estructuras más grandes. La parte oriental de este segmento se encuentra nuevamente formada por estructuras de gran longitud de onda que son limitadas orientalmente por un frente de deformación emergente asociado a delgadas acumulaciones sinorogénicas en la cuenca de Collón Curá. No se observa el desarrollo de la Formación Ñirihuau a estas latitudes. La reconstrucción palinpástica de esta sección arrojó un acortamiento total de 8,9 km que corresponde a un 5,7% de la longitud inicial (156,4 km).

La siguiente sección balanceada se ubica hacia el sur y va desde el cerro Bastión hasta el área del antepaís cruzando el eje del sinclinal David (Figura 4.10B). En la zona del retropaís (*hinterland*) de esta transecta se observa un estilo de deformación similar con fallamiento de alto ángulo, de vergencia E- al igual que en la sección anterior. Esta deformación de piel gruesa también se asocia a inversión tectónica y plegamiento de las sucesiones jurásico-cretácicas con retrocorrimientos ocasionales. Hacia el este, en las cercanías del lago Mascaró las rocas del basamento pre-Mesozoico son levantadas por medio de estructuras doble-vergentes de gran longitud de onda cubiertas parcialmente por las rocas oligocenas de la Formación Ventana. Más hacia el este, esta cubierta volcánica se expone ampliamente a través de una faja frontal que conforma una antiforma de gran longitud de onda y que es controlada internamente por la inversión de fallas normales previas. Esta antiforma es generada por la inserción de una cuña de basamento en el sector de la antifosa de la cuenca de Ñirihuau que desacopla las secciones sedimentarias y genera el sinclinal David en el sector frontal donde emerge el corrimiento principal (Figura 4.9). El núcleo del sinclinal David está compuesto por las Formaciones Ñirihuau y Collón Curá. Su flanco occidental se encuentra asociado a pliegues apretados de menor longitud de onda que se desarrollan principalmente en la sección inferior de la Formación Ñirihuau cerca del contacto con las rocas volcánicas oligocenas. Esta deformación apretada es interpretada como respuesta a un contraste reológico entre las secciones lacustres-piroclásticas y las subyacentes rocas volcánicas de la Formación Ventana. Luego, las secciones superiores a medias de la Formación Ñirihuau se encuentran plegadas producto de la flexión de la geometría de falla. El bloque yacente de este frente emergente está compuesto por sucesiones sinorogénicas que son adelgazadas hacia el este y que se disponen por sobre depocentros extensionales parcialmente invertidos o sin invertir. El acortamiento obtenido arrojó un valor de 18,7 km (15,34%) con una longitud inicial de 121,9 km. Esta magnitud corresponde al mayor valor de acortamiento a lo largo de este segmento andino.

La sección estructural C, ubicada hacia el sur (Figura 4.10C), va desde el cerro Horqueta hasta el área de Ñorquinco en el antepaís. La zona del retropaís se caracteriza por un corrimiento fuera de secuencia de vergencia E- que levanta las rocas del Batolito Norpatagónico por encima de los sedimentos cenozoicos del valle de El Bolsón. El margen oriental del valle de El Bolsón, más precisamente en el cordón El Serrucho, está formado por una serie de retrocorrimientos que levantan el basamento ígneo-

metamórfico canibalizando el relleno de la subcuenca de El Bolsón. Hacia el este, este bloque de basamento es levantado por un sistema de corrimientos de vergencia oriental. Esta deformación se propaga y afecta la cubierta volcánica oligocena a través de estructuras de gran longitud de onda. Más hacia el este, estas sucesiones son deformadas por la inserción de una cuña de basamento no emergente. Esta cuña genera una amplia antiforma frontal con un dorso deformado por una serie de retrocorrimientos, continuando hacia el este como una cuña intercutánea en el ámbito de la cuenca. El área del tope de cuña está caracterizada por sedimentos sinorogénicos plegados que cubren la cuña intercutánea y los depocentros oligocenos-miocenos tempranos en el sector de Ñorquinco. Más hacia el este, estos depocentros son invertidos ligeramente o no llegan a ser afectados por lo que se genera un plegamiento más suave de mediana longitud de onda hacia el área del antepaís. A partir de su restauración se obtuvo una magnitud de acortamiento de 14,6 km (12,25%) de una longitud inicial de 119,2 km.

Inmediatamente al sur, la sección D (Figura 4.10D) se encuentra ubicada entre el cerro Lindo, en la zona del retropaís, y el área de Río Chico en la zona del antepaís. Las rocas del Batolito Norpatagónico son levantadas por encima de las sucesiones cenozoicas del valle de El Bolsón por el mismo tren de estructuras de alto ángulo. Un conjunto de sucesiones jurásicas deformadas previamente se encuentran sobreyaciendo a las rocas del Batolito Norpatagónico y son afectadas por un retrocorrimiento. Luego, hacia el este del valle de El Bolsón y en el cerro Piltriquitrón, se observa la presencia de depocentros cuneiformes del Jurásico Inferior que han sido invertidos y levantados por medio de retrocorrimientos por sobre las sucesiones cenozoicas de la Formación Ñirihuau como ha sido establecido previamente por Giacosa y Heredia (2004b). Por lo tanto, el cerro Piltriquitrón está caracterizado por un sistema doble-vergente que se propaga hacia el este afectando a las sucesiones volcánicas oligocenas. Luego, estas rocas volcánicas son exhumadas nuevamente en el cordón de El Maitén por una serie de retrocorrimientos generados en un sistema de vergencia oriental. Este sistema es expuesto en superficie como una faja desmembrada que continúa hacia el este por debajo del área del tope de cuña como estructuras ciegas que son solapadas por sedimentos sinorogénicos de las Formaciones Ñirihuau y Collón Curá, inferidas a partir de información sísmica (ver Capítulo 3; Orts et al., 2012b). Este depocentro sinorogénico está limitado hacia el este por una estructura de basamento ciega de vergencia occidental que también es sobreyacida por estratos sinorogénicos condensados que muestran relaciones de *onlap*. La restauración de esta sección estructural arrojó un acortamiento de 17 km (13,64%) a partir de una longitud inicial de 124,6 km.

La sección más austral (Figura 4.10E) está caracterizada en la zona del retropaís por estructuras de basamento de gran longitud de onda que exhuman rocas del Batolito Norpatagónico y deforman los estratos jurásicos inferiores y las rocas andesíticas del Cretácico al Mioceno. Estas estructuras dejan por detrás una zona triangular que es cubierta por sedimentos sinorogénicos con estratos de crecimiento en el área del cerro

Plataforma y hacia el norte como parte de la subcuenca de El Bolsón (ver Capítulo 3; Orts et al., 2012b). Estas estructuras de vergencia oriental en el retropáis levantan las rocas volcánicas cretácicas y las unidades del Batolito Norpatagónico por sobre las rocas volcánicas oligocenas de la Formación Ventana en el sistema Precordillerano. Este último es caracterizado por estructuras de gran longitud de onda asociadas a la inversión de depocentros extensionales oligocenos. Hacia el este, en el cordón Mayoco, el relleno sedimentario de la cuenca de Ñirihuau-Collón Curá es canibalizado producto del levantamiento de un bloque con un núcleo de rocas paleozoicas limitado por un depocentro extensional invertido, que define un ambiente de antepaís fragmentado. La restauración de esta sección austral arrojó un acortamiento total de 12,7 km (8,3%) a partir de una longitud inicial de 152,9 km.

A partir del análisis de las secciones descriptas en los párrafos anteriores, se pueden cuantificar variaciones significativas a lo largo del rumbo de esta faja deformacional Norpatagónica. Un mecanismo de deformación prevaleciente para el área del retroarco es la deformación de piel gruesa. Este puede ser relacionado tanto a anisotropías de basamento asociadas con la inversión tectónica de i) sucesiones del Jurásico Inferior a Medio y/o ii) sucesiones volcano-sedimentarias del Oligoceno-Mioceno inferior, como a iii) fallas primarias. Las últimas usualmente se asocian a corrimientos primarios fuera de secuencia de vergencia oriental y a la generación de algunos retrocorrimientos. Por otro lado, la inversión tectónica de depocentros extensionales mesozoicos determina la disposición de trenes de estructuras contraccionales de orientación NNO- desde la localidad de Esquel hasta el paso Puyehue, al norte del lago Nahuel Huapi a lo largo del sector del retropáis. Estos depocentros están caracterizados por hemigrábenes de polaridad cambiante que definen vergencias alternas luego de su inversión tectónica (Giacosa y Heredia 2004b; Orts et al., 2012b). Las estructuras extensionales oligocenas-miocenas tardías invertidas están ampliamente distribuidas en una faja ubicada al este de aquellas más antiguas, a lo largo del sistema Precordillerano y como estructuras no emergentes en el tope de cuña de la cuenca de antepaís. Estas estructuras poseen en general una orientación N- a ligeramente oblicuas NNO en el ámbito de la cuenca frontal. Estos depocentros están también caracterizados por hemigrábenes con polaridad cambiante, aunque prevalecen aquellos controlados por fallas de inclinación oeste que determinan fajas deformacionales con vergencia oriental típica. Los sistemas frontales asociados con fallas primarias que interactúan con fallas normales cenozoicas invirtiéndolas acomodan sistemáticamente mayor cantidad de acortamiento en comparación con aquellos sistemas más antiguos ubicados en la zona del retropáis donde predomina el fallamiento de alto ángulo. Finalmente, los mayores acortamientos son alcanzados entre el área del lago Nahuel Huapi y el cordón de El Maitén en el sector donde se produjo la máxima expansión oriental del frente orogénico emergente (Figuras 4.4 y 4.10).

4.7 Discusión

El mapeo de la faja plegada y corrida entre los 40° y 43°30'S muestra una zona de deformación frontal caracterizada por una simetría convexa, con su máximo desarrollo cercano a los 41°30'S (Figura 4.11). Incluso cuando la mayoría de las estructuras descriptas involucran al basamento en la deformación, este sector central expone los niveles estructurales más profundos que corresponden al basamento ígneo-metamórfico neopaleozoico en coincidencia con la ubicación de los mayores acortamientos y consecuentes exhumaciones (Figuras 4.4 y 4.11). Además en este sector, el Batolito Subcordillerano es expuesto de manera diferencial encontrándose progresivamente cubierto por las sucesiones post-jurásicas y cenozoicas fuera del área que registra el mayor acortamiento hacia el sur o hacia el norte (Figura 4.4).

Adicionalmente, la sedimentación sinorogénica neógena muestra una distribución anómala similar, con una amplitud máxima de la cuenca en estas latitudes con mayor acortamiento, que a su vez es coincidente con los depocentros más profundos (Figura 4.11). Esta sedimentación sinorogénica ha progresado en este sitio hacia el antepaís, desde una serie de depocentros en la Cordillera Norpatagónica principal hasta la Precordillera a los ~18 Ma (Formación Ñirihuau y equivalentes) y pasando al área del antepaís a los ~16-11 Ma (Formación Collón Curá). Hacia el norte y al sur de estas latitudes los depocentros se vuelven más angostos y se retraen hacia una posición más occidental y cercana al frente orogénico (Figura 4.11).

El presente esquema muestra una correlación con la distribución de las rocas relacionadas al arco neógeno (Figura 4.11). Estas rocas fueron interpretadas, en base a relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵ_{Nd} similares a aquellas que exhiben las rocas volcánicas cuaternarias del arco agmático, como productos relacionados a un arco (Pankurst et al., 1999; Hervé et al., 2000). La concentración máxima de rocas del arco mioceno se encuentra en la pendiente occidental de los Andes entre las principales ramas de la zona de fallas de Liquiñe-Ofqui. Estas rocas conforman un batolito homogéneo de 50-60 km de ancho, latitudinalmente continuo, que incluye numerosos plutones pequeños, en muchos casos intruidos en el batolito patagónico mesozoico. Las edades registradas en este sector están comprendidas entre 19,7 y 7 Ma aproximadamente, con una mayor concentración en el rango de 18-15 Ma (Figura 4.11). En el lado oriental de los Andes se encuentran una serie de cuerpos plutónicos satelitarios distribuidos principalmente en los alrededores y al sur del lago Nahuel Huapi alcanzando el sector Precordillerano (Figura 4.11). Las edades de estos cuerpos están comprendidas principalmente entre 15 y 11 Ma. Su geoquímica ha sido interpretada como relacionada a la actividad del arco (Aragón et al., 2011a). Esta particular geometría del magmatismo de retroarco es

interpretada como una expansión diferencial del arco volcánico entre los 41° y 42°30'S durante el Mioceno (Figura 4.11). Esta migración en la actividad magmática coincide espacial y temporalmente con el máximo desarrollo de la sedimentación sinorogénica del antepaís y los mayores acortamientos y el consecuente mayor grado de exhumación (Figura 4.11).

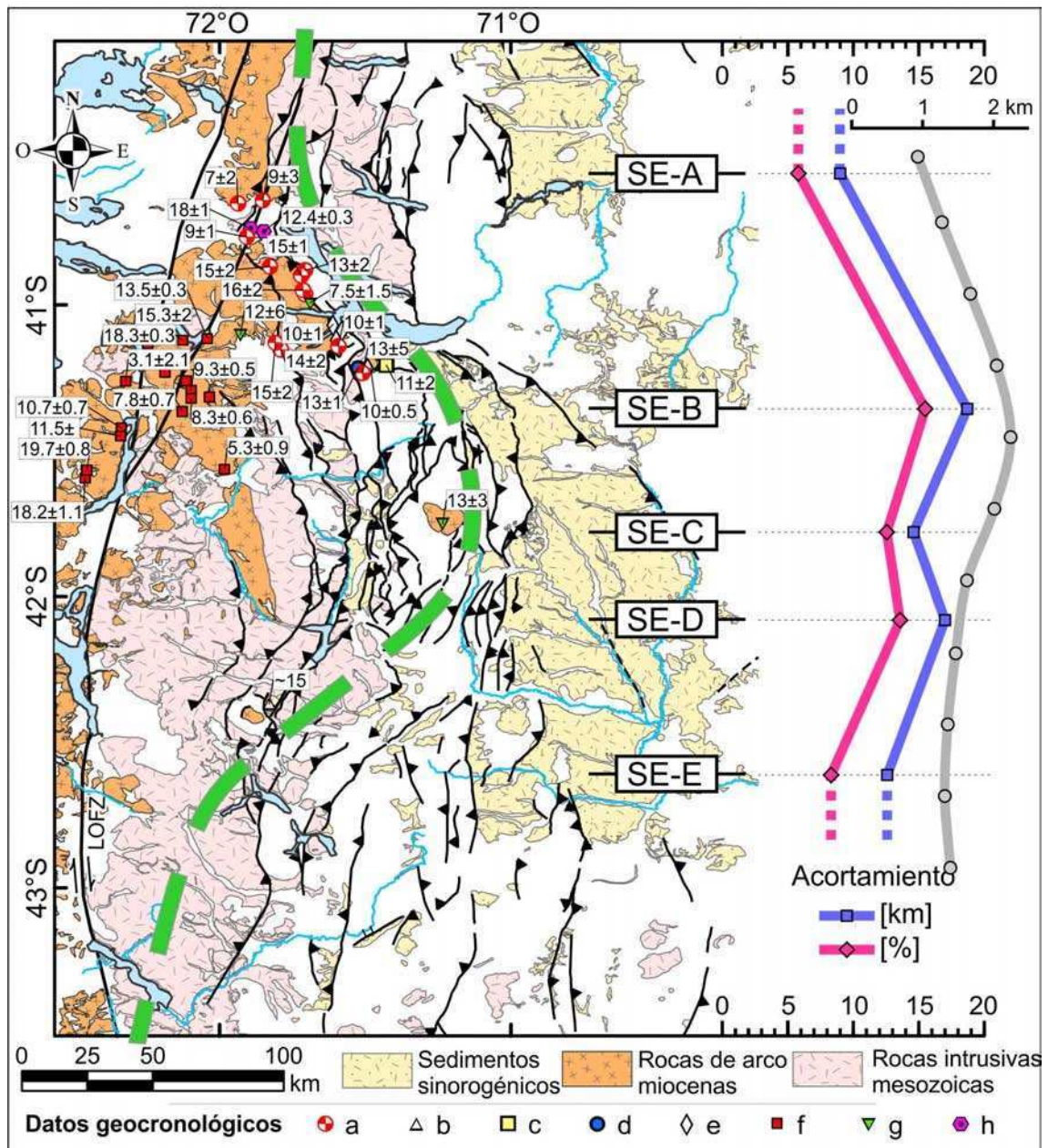


Figura 4.11. Mapa esquemático donde se muestran los datos geocronológicos disponibles para las rocas de arco miocenas y la ubicación de los depósitos sinorogénicos coetáneos en el sector del antepaís. Las magnitudes de acortamiento obtenidas a partir de las secciones balanceadas mostradas en la Figura 4.10 son indicadas en el panel derecho, así también como espesores de estratos miocenos a partir del modelo de inversión de basamento en una transecta en los 71°O de longitud (línea punteada gris). La línea verde de trazo discontinuo indica la máxima expansión oriental de las rocas de arco miocenas que coincide con los mayores valores de acortamiento

para este segmento andino. Los datos geocronológicos fueron tomados de: a, González Díaz (1982); b, Lizuaín (1983); c, Rapela et al. (1983); d, González Díaz y Lizuaín (1984); e, Rapela et al. (1987); f, Adriasola et al. (2006); g, Linares (2007); h, Aragón et al. (2011a).

En los últimos 5 Ma hasta tiempos recientes se han emplazado numerosos centros basálticos aislados en la zona del antepaís (Figuras 4.4 y 4.6b,c), definiendo una faja magmática de orientación N- a NNO-. Como ha sido mencionado, la geoquímica de estos centros implica un mecanismo de intraplaca para estas sucesiones (Massaferro et al., 2006). La Figura 4.6b muestra el Moho invertido a partir de datos gravimétricos en el cual se define una zona atenuada que puede indicar la ubicación de la fuente de este volcanismo. De manera similar, la Figura 4.6c muestra que el eje de la zona atenuada del Moho modelado coincide con la anomalía termal inferida a partir de la somerización del punto de Curie calculado por medio de datos magnéticos (ver la sección 4.3 de este Capítulo correspondiente a Métodos). Este esquema señala el desarrollo de una zona de estiramiento cortical en el ámbito del retroarco durante los últimos 5 Ma, posterior a la etapa de contracción principal de los Andes en estas latitudes (18-11 Ma) al tiempo de la migración y expansión oriental del arco. Esto implicaría un nuevo proceso intra-orogénico extensional similar al de las fajas volcánicas del El Maitén y Pilcaniyeu que interrumpieron la orogénesis andina.

Los cálculos de T_e (espesores elásticos) (Figura 4.12a) muestran que las áreas de magmatismo de intraplaca plioceno-cuaternario coinciden con la ubicación de franjas angostas de valores bajos. Estos pueden ser explicados por el reciente emplazamiento (menor a 5 Ma) del magmatismo que habría disminuido la rigidez de la corteza en ese sector, sin embargo, estos valores aumentan rápidamente hacia el área del antepaís donde se alcanzan valores de T_e más altos. Esta zona de altos valores corresponde al Macizo Norpatagónico y su continuación al norte en la zona de la plataforma Neuquina. Allí, los valores más altos de T_e coinciden con el engrosamiento litosférico en la zona del antepaís tal como es revelado por el modelado gravimétrico de Tašárová (2007) (Figura 4.12b). La profundidad del límite astenósfera-litósfera (*LAB: lithosphere-asthenosphere boundary*), calculada en el modelo de densidades de Tašárová, coincide con una ligera caída en el perfil de velocidades de ondas-S (Karato et al., 2012) obtenida a partir de modelos sísmicos globales (Barmin et al., 2001) (Figura 4.12d). Adicionalmente, un modelo termal del manto recientemente publicado (Shephard et al., 2012) en base a la inversión de tomografías de ondas-S de Grand (2002) indica la presencia de un ambiente relativamente frío por debajo del área correspondiente al Macizo Norpatagónico al compararlo con la temperatura promedio del manto circundante (Figura 4.12c). Estos autores interpretaron esta anomalía como el producto de una litósfera continental profunda por debajo del área del Macizo Norpatagónico o a la presencia de una losa antigua remanente. Estos modelos de densidad, de espesor elástico, sísmicos y termales señalan la existencia de una litósfera continental

relativamente gruesa por debajo del Macizo Norpatagónico, aledaño al área de migración oriental de las series calco-alcalinas.

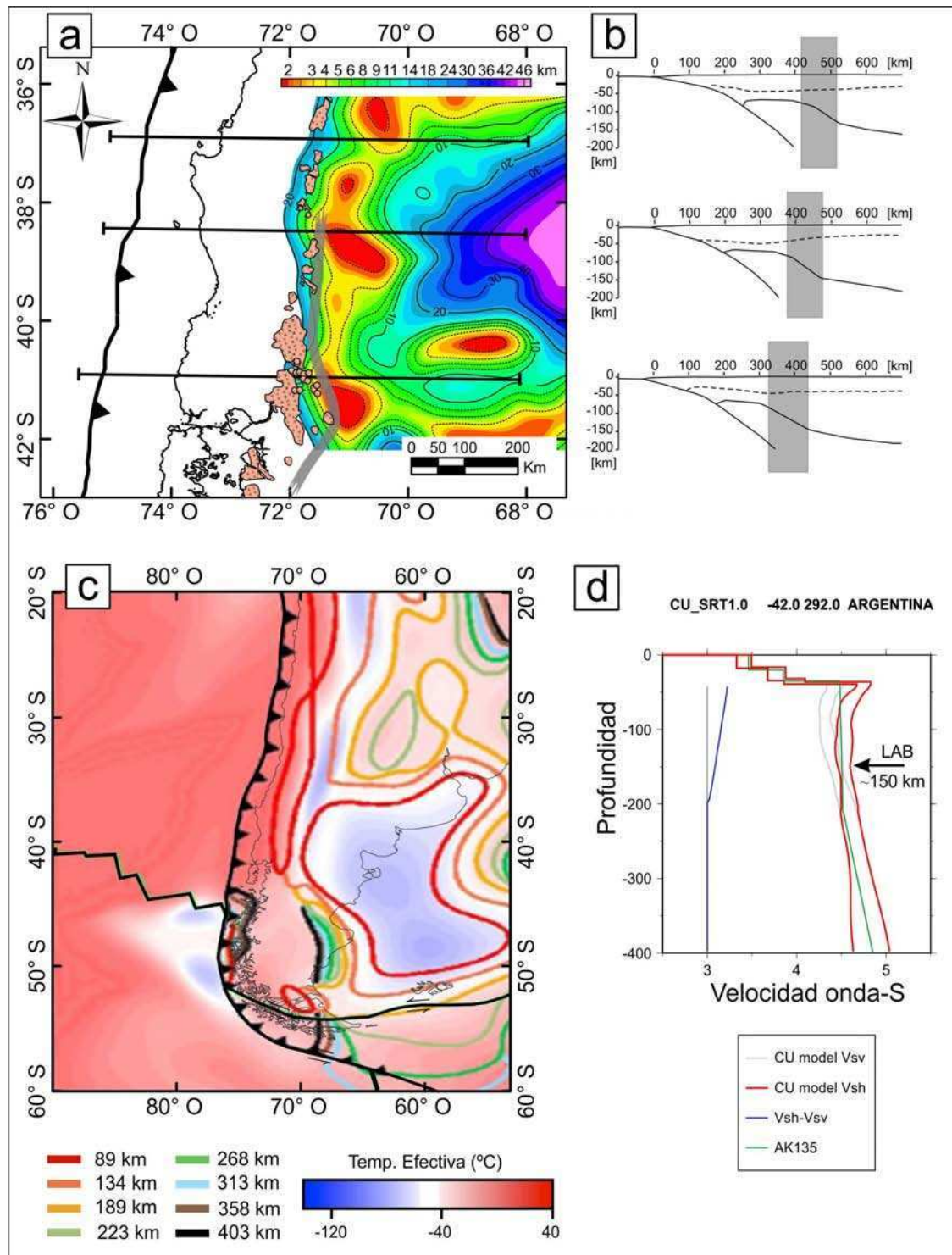


Figura 4.12. a) Espesores elásticos calculados a partir de datos de gravedad (véase texto para más detalles) de los Andes Norpatagónicos y la zona de transición a los Andes Centrales australes, a los que se les superpone el área ocupada por las rocas de arco miocenas. Nótese los valores relativamente altos de T_e coincidentes con velocidades anómalamente rápidas de V_p en el área de antepaís en el sitio de expansión miocena del

arco. b) Secciones litosféricas modeladas por gravedad por Tašárová (2007) y zona de transición de un espesor litosférico delgado por debajo del arco a un espesor litosférico más potente por debajo del zona de antepaís cratónica (la línea fina punteada representa al Moho mientras que la línea continua indica el límite litosfera/astenosfera) Nótese como la cuña astenosférica se va reduciendo hacia el sur, alcanzado su configuración más estrecha en las cercanías de los 42°S en coincidencia con la zona de migración del arco mioceno. c) Mapa horizontal de temperaturas a 189 km de profundidad con contornos de color a diferentes profundidades que indican anomalías de temperatura efectiva 40°C más bajas que el ambiente matélico promedio (modificado de Shephard et al., 2012). Este modelo es derivado de a partir de la inversión de tomografías de ondas S de Grand (2002). d) Perfil de velocidad Vs 1D obtenido a partir del modelo sismológico global CU_SRT 1.0 (Barmin et al., 2001) para la región del Macizo Norpatagónico. Nótese la caída de velocidad correspondiente al límite litósfera-astenosfera (LAB) se ubica alrededor de los 150 km de profundidad semejante a los valores calculados por Tašárová (2007).

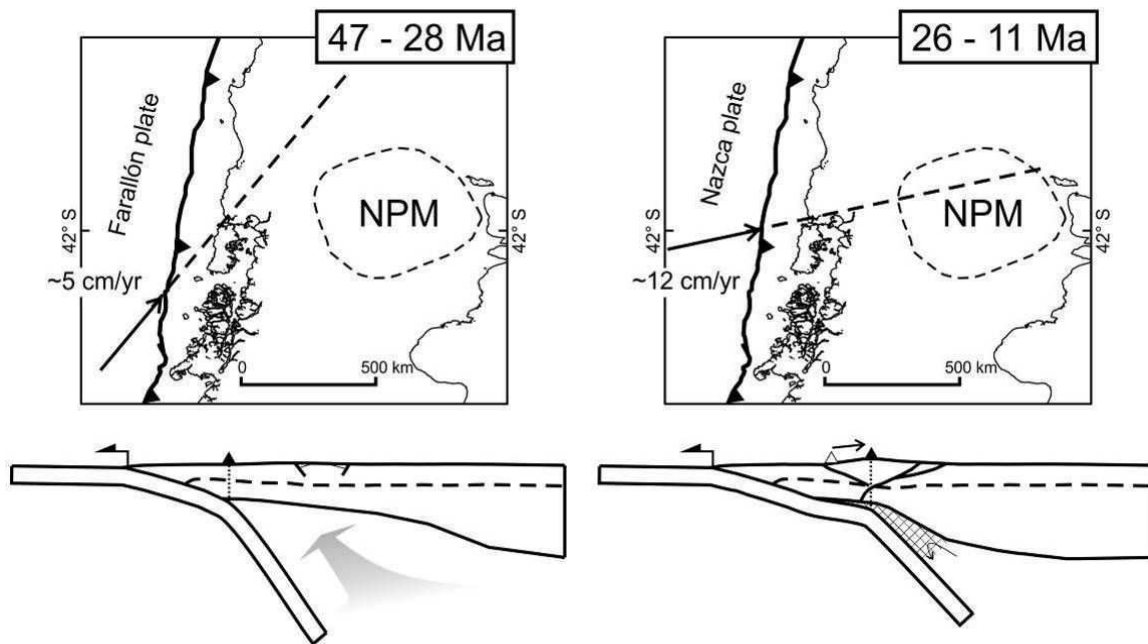


Figura 4.13. Diagramas esquemáticos mostrando dos etapas clave durante la interacción entre las placas convergentes en la trinchera Chilena, antes y después del evento de reorganización mayor ocurrido entre los 28 y 25 Ma (Cande y Leslie, 1986). Después de los 26 Ma una convergencia con una dirección más ortogonal entre las placas de Nazca y Sudamérica, luego de un periodo de alta oblicuidad, coincidió con la migración hacia el antepaís de las rocas de arco mioceno al tiempo del desarrollo de la faja plegada y corrida. Nótese que esta etapa coincide con la formación de la faja plegada y corrida de Ñirihuau en dirección al Macizo Norpatagónico (NPM). Las velocidades y direcciones de convergencia a los 42°S fueron tomadas de Somoza y Ghidella (2005).

La etapa de migración magmática miocena ocurrió luego de una reorganización mayor de placas en la cual la placa de Farallón se fragmentó en dos placas y la convergencia relativa entre la placa de Nazca resultante y la placa Sudamericana se redefinió de manera más ortogonal (Cande y Leslie, 1986; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005) (Figura 4.13). Este cambio también está asociado con un importante incremento en la tasa de convergencia relativa que explicaría en gran medida el desarrollo de la faja plegada y corrida y la formación de la cuenca de antepaís descrita en este Capítulo. Durante el rango de tiempo de 33-21 Ma, las secciones volcánicas y sedimentarias se caracterizaron por sus geometrías en forma de cuña (Formaciones Ventana y Ñirihuau inferior) tal como se observa en las líneas sísmicas y en exposiciones en superficie típicas de un ambiente extensional. Esta etapa coincide con una convergencia altamente oblicua entre las placas de Farallón y Sudamericana.

Luego de la fase de reorganización a los 26 Ma, el arco pareciera haberse expandido hacia el área de antepaís, coincidiendo con el lugar de construcción orogénica y flexión litosférica asociada con la carga orogénica. En este lugar en los últimos 5 Ma el atenuamiento cortical, tal como ha sido inferido por medio de un modelo de inversión (Figura 4.6a), y los productos basálticos de intraplaca asociados están indicando un drástico cambio en las condiciones tectónicas de la región. Esta situación en la cual la migración del arco (20-7 Ma) coincide con el área de mayor acortamiento orogénico y con el área de mayor desarrollo de cuencas de antepaís (Figura 4.11), seguida de una retracción del arco (menos de 5 Ma) contemporánea con la inyección de sucesiones volcánicas de intraplaca en el antepaís, puede ser explicada por cambios en la geometría de la losa subducida (Figura 4.13). Luego, tal como fue propuesto anteriormente en el Capítulo 3 (Orts et al., 2012b), la migración miocena del arco puede relacionarse a un ambiente de subducción somera que explicaría el acortamiento diferencial y las magnitudes de exhumación alcanzadas en el área del retroarco.

Los ambientes de subducción somera a plana han sido asociados a una variedad de procesos y relacionados con la subducción de corteza oceánica con flotabilidades anómalas debidas a dorsales asísmicas y plateaux originados en *hot spots* (véase Gutscher et al., 2000, para una revisión detallada) y la aproximación de dorsales centro oceánicas (Espinoza et al., 2010; Ramírez de Arellano et al., 2012). Sin embargo, más recientemente, nuevas teorías han centrado la atención en las características de la placa superior, particularmente a la existencia de litósferas espesas y frías que pueden actuar como una barrera al flujo astenosférico en dirección a la trinchera impuesto por el movimiento y la velocidad de *roll back* (Manea et al., 2012). En la hipótesis de Manea et al. (2012) las litósferas continentales gruesas de bloques cratónicos fríos producirían un ambiente de baja presión en la cuña astenosférica que permitiría la somerización de la litosfera oceánica subducida cuando la placa superior avanza hacia la trinchera. Recientemente, O'Driscoll et al. (2012) han mostrado para los Andes Centrales que cuando una subducción se produce en dirección hacia un cratón cercano al margen, las

configuraciones de subducción somera son favorecidas. Particularmente, estos autores han explicado la configuración de subducción somera de los Andes del sur de Perú y Bolivia propuesta para el Eoceno (James y Sacks, 1999; Kay y Coira, 2009) como producida por la colisión de un plateau oceánico cuando la subducción estuvo dirigida hacia el NE por debajo del cratón Amazónico.

En base a ésto, una situación similar puede ser propuesta para el segmento Norpatagónico con el fin de explicar el desarrollo magmático y de sedimentación sinorogénica en los últimos 20 Ma. La subducción somera puede ser responsable de la expansión magmática registrada durante los 20-7 Ma cuando se alcanzó una alta convergencia relativa perpendicular a la trinchera entre las placas de Nazca y Sudamericana (Figura 4.13b) (Somoza y Ghidella, 2005) al tiempo de un incremento en el movimiento absoluto occidental de la placa superior (Silver et al., 1998; Schellart et al., 2007).

La proximidad de una litosfera gruesa cercana al margen de la placa Sudamericana representada por el Macizo Norpatagónico habría favorecido la succión de la losa subducida luego de los 26 Ma cuando la convergencia rotó hacia una dirección E-. Esta situación requiere de litosferas continentales profundas asociadas con flujos calóricos bajos que son revelados en estas latitudes por medio de modelos de densidad litosféricos, tomografías de ondas P y determinaciones de T_e (Figura 4.12; Tašárová (2007), Aragón et al., 2011b, y resultados de este Capítulo).

Por lo tanto, la deformación contraccional y el desarrollo de cuencas sinorogénicas en el área del retroarco, de manera contemporánea a la migración del arco, pueden estar asociados a una configuración de subducción somera favorecida por las raíces profundas del Macizo Norpatagónico siguiendo la hipótesis general de Manea et al. (2012) (Figuras 4.11 y 4.13).

Este marco tectónico difiere de la configuración de subducción actual, donde el ángulo de penetración de la losa oceánica es cercana a los 30°E (Lange et al., 2007). Durante el Plioceno al Cuaternario, el arco se retrajo a su posición actual en el eje Cordillerano (Lara et al., 2001) reflejando probablemente un cambio en la geometría de la losa. Durante este período las rocas volcánicas de intraplaca fueron extruidas en el área del retroarco en estrecha relación con el lugar de estiramiento cortical. Un progresivo descenso en las tasas de convergencia entre las placas desde el Mioceno medio-tardío (Müller et al., 2008; Quinteros y Sobolev, 2012) podría explicar el empinamiento revelado por la retracción del arco luego del evento propuesto de subducción somera, dado que no se alcanzarían las condiciones dinámicas para sostener la somerización en el tiempo.

4.8 Conclusiones parciales

Esta parte del estudio centrada en la evolución neógena a cuaternaria de los Andes Norpatagónicos ha permitido proponer un nuevo modelo para explicar mecanismos orogénicos, utilizando diferentes aproximaciones, desde el análisis de la estructura regional por medio de información sísmica y de superficie, hasta datos de gravedad y magnetismo.

El análisis de los perfiles sísmicos disponibles en la región del antepaís muestra el carácter sinorogénico del relleno de cuenca en el retroarco datado entre 18-11 Ma. También se observa la existencia de depocentros extensionales previos (33-21 Ma) afectados por inversión tectónica.

En particular, la construcción de secciones estructurales en el área del retroarco muestra un gradiente de acortamiento que posee valores máximos de 18,7 km (15,34%) a los 41°30'S, correspondientes al sitio de mayor desarrollo lateral de la faja plegada y corrida. Este valor es mayor que otros registrados en áreas aledañas hacia el norte y el sur, donde el frente orogénico se retrae a una posición relativamente cercana al eje andino. La información geocronológica disponible en las rocas de arco miocenas muestra que los productos más jóvenes que 20 Ma habrían experimentado una expansión hacia el antepaís. La máxima expansión magmática se correlaciona en tiempo y en espacio con los mayores acortamientos alcanzados en la zona del retroarco así como también con el mayor desarrollo areal y de potencia de la cuenca de antepaís.

La expansión oriental del magmatismo, coetánea con la contracción del retroarco, puede ser atribuida hipotéticamente a una somerización de la losa subducida. Las determinaciones de T_e y las tomografías sísmicas recientemente publicadas indican la presencia de una litósfera continental de espesor anómalo para el área del Macizo Norpatagónico en el antepaís. La losa oceánica subducida (placa de Nazca) luego de los 26 Ma, cuando se dirigía en dirección hacia el Macizo Norpatagónico a estas latitudes, puede haber alcanzado una configuración somera como consecuencia de un ambiente de baja presión en la cuña astenosférica favorecido por raíces litosféricas profundas que inhibieron el influjo astenosférico. El posterior empinamiento podría ser el resultado de la desaceleración de la convergencia en los últimos 5 Ma. El volcanismo de intraplaca más joven que 5 Ma en la zona del retroarco a estas latitudes y el Moho atenuado en coincidencia con la somerización del punto de Curie, pueden ser el resultado de un régimen de relajación extensional que habría favorecido la inyección astenosférica y el colapso parcial del sector frontal de la faja plegada y corrida neógena.

5 CONCLUSIONES GENERALES

En la presente Tesis se analizaron dos sectores particulares del sector sur de Andes Centrales que poseen características tectono-magmáticas en común: Un sector correspondiente al desarrollo de la faja plegada y corrida de Malargüe a los $\sim 36^{\circ}\text{S}$ y otro correspondiente a la faja plegada y corrida Norpatagónica entre los 40° y $43^{\circ}30'\text{S}$. En particular de destaca en ambas zonas la relación de la deformación con la migración anómala del volcanismo de arco mioceno.

A partir de los estudios realizados en el sector de la FPC de Malargüe, presentados en el Capítulo 2, se ha llegado a las siguientes conclusiones generales:

- Se han identificado al menos dos fases de deformación, parcialmente superpuestas, que produjeron acortamiento en la faja plegada y corrida. La fase más antigua es cretácica tardía y está restringida a las partes internas de la configuración orogénica y la otra es miocena media a tardía de mayor desarrollo areal en el retroarco.
- La primera fase de deformación empezó en el Cretácico Tardío (~ 97 Ma) evidenciada por discordancias progresivas identificadas en los reflectores de una línea sísmica ubicada en la parte interna de la FPC de Malargüe en un remanente aislado (sinclinal Portezuelos Colorados) de la cuenca de antepaís cretácica tardía.
- El inicio de la deformación compresiva neógena se habría ubicado alrededor de los 18 Ma en el área del frente orogénico de la FPC de Malargüe a partir de la presencia de discordancias progresivas en los estratos de la base de la cuenca de Río Grande. Además, existe una relación angular entre las sucesiones correspondientes a la Formación Charilehue, correspondientes a las rocas del arco volcánico que se expandió en la vertiente argentina andina y las rocas volcánicas pre-levantamiento de la Formación Palaoco.
- Se han identificado potentes cuñas de sinrift del Triásico Superior a Jurásico Inferior en superficie y en profundidad a partir de la información sísmica del sector interno de la FPC de Malargüe y se ha observado una participación variable dentro de la cuña orogénica pudiendo o no estar invertidas. Se han establecido las geometrías en planta de estos depocentros a partir del cálculo de residuales de gravedad, lo que permitió observar en general una disposición oblicua de estos depocentros con respecto al tren de estructuras contraccionales que exhuman la cordillera a estas latitudes. El lineamiento El Manzano-Liu

Cullín segmenta oblicuamente a la mayor parte de las estructuras contraccionales de la región, la Sierra Azul, asociándose a significativas variaciones de las secuencias de sinrift.

- El desarrollo dispar de estas cuñas influye significativamente en el desarrollo de la estructura contraccional subsecuente. Así se definen dominios de piel fina a expensas del despegue en las sucesiones evaporíticas del Jurásico Superior, donde no existe desarrollo de estos depocentros. Su presencia determina un predominio del mecanismo de inversión tectónica lo que define el desarrollo de estructuras de gran longitud de onda.
- El balanceo y restauración de una sección de 60 km de largo correspondiente al sector principal de la faja plegada y corrida de Malargüe arrojó un acortamiento de 11,3 km (15,85 %) a partir de una longitud inicial de 71.3 km. Este acortamiento se habría producido principalmente en la etapa de deformación contraccional del Mioceno, restringiéndose la etapa cretácica a los sectores cercanos a la divisoria de aguas.
- La distribución de la deformación y la disposición de las estructuras en el frente de deformación emergente en la sierra Azul no respeta la arquitectura de las estructuras extensionales previas, determinando estructuras primarias de basamento con menor ángulo de corte, que las producidas por la inversión. Esta deformación dio lugar al desarrollo de un antepaís fragmentado hacia el este. Esto estaría ligado al desarrollo de transiciones frágiles-dúctiles favorecidas por la migración oriental del arco volcánico que habría modificado las condiciones termales de la corteza y por lo tanto su reología.
- La sierra Azul en si misma está asociada a una fuerte deformación de los estratos del Mioceno superior en el sinclinal de Quechuvil. En este contexto el sector del retropaís hacia el oeste se habría desplazado de manera solidaria/rígida con respecto al despegue principal y el frente orogénico neógeno emergente en la sierra Azul.

En el ámbito de los Andes Norpatagónicos entre los 40° y los 43°30'S se han obtenido las siguientes conclusiones generales a partir de los distintos estudios presentados en los Capítulos 3 y 4:

- Se ha identificado en la zona de estudio una alternancia de etapas extensionales y compresivas, con una primera etapa extensional en la que se destacan el desarrollo de depocentros extensionales del Jurásico Temprano a Medio en el sector Cordillerano, fase que es seguida por una etapa contraccional en el Cretácico Temprano alto. Luego se pudieron identificar características

extensionales de una faja de edad oligocena a miocena inferior a lo largo del ámbito Precordillerano, posteriormente invertida y solapada por los depósitos sinorogénicos correspondientes a la fase orogénica miocena.

- En particular en el sector interno de la Cordillera Norpatagónica al oeste del cerro Plataforma se han identificado y caracterizado sucesiones volcano-sedimentarias equivalentes a la Formación Piltriquitrón con discordancias progresivas extensionales en las que se ha establecido una edad máxima de sedimentación de 194.3 ± 3.0 Ma a partir del análisis geocronológico U/Pb de circones detríticos.
- Este depocentro es invertido tectónicamente y cubierto en forma discordante por las volcanitas del Grupo Divisadero, por lo que se establece una fase compresiva acaecida a partir del Cretácico Temprano alto para la región interna de la FPC Norpatagónica.
- Se pudo determinar el carácter sinextensional de las sucesiones oligocenas en el ámbito Precordillerano Norpatagónico a partir de la observación de discordancias progresivas en el campo descriptas en el Capítulo 3 y por otro lado en el Capítulo 4 a partir del análisis de la información sísmica en el área de Ñorquinco, donde se visualizan claramente las geometrías de cuña extensional invertidas que afectan no solo a las secuencias volcánicas de la Formación Ventana sino que también a la sección inferior de la Formación Ñirihuau.
- En el área del cerro Plataforma se pudieron identificar en las sucesiones sedimentarias terciarias del sinclinal homónimo, discordancias progresivas y adelgazamientos hacia ambos flancos del mismo. Lo que implica la deformación al momento de la depositación de los sedimentos marinos.
- Por medio de análisis U/Pb en circones detríticos, en dos muestras, una cercana a la base y la otra al tope de la sección relevada, se pudo determinar la edad máxima de sedimentación de 18.3 ± 0.6 Ma para estas sucesiones, permitiendo correlacionarlas con las unidades sedimentarias que se depositaron en el sector del antepaís.
- A partir del análisis de la probabilidad relativa de las poblaciones de circones de estas dos muestras se observó una inversión de las fuentes de aporte lo que indicaría la canibalización de este depocentro con la consecuente creación de barreras que limitarían el aporte de la fuente paleozoica superior a favor de fuentes andinas.
- La deformación compresiva miocena habría avanzado progresivamente hacia el antepaís afectando a las sucesiones sedimentarias y volcanoclásticas de las

Formaciones Ñirihuau y Collón Curá donde a partir de observaciones de campo y de interpretación de los reflectores sísmicos se pudieron interpretar estratos de crecimiento en el área del tope de cuña.

- El análisis y la inversión de datos gravimétricos colectados en el retroarco a estas latitudes permitió caracterizar estructuras a distintas escalas, permitiendo correlacionarlas con aquellas mapeadas en superficie y por medio de la información sísmica, estableciendo a su vez la profundidad relativa del basamento y por ende su relación con las zonas de acumulación más potentes de las cuencas sinorogénicas en el retroarco.
- La construcción de cinco secciones estructurales distribuidas desde los 40° hasta los 43°30'S permitió observar un gradiente de acortamiento a lo largo de tren andino pudiéndose diferenciar zonas donde se acomodó de manera diferencial el acortamiento. De esta forma se observó que la zona comprendida entre el lago Nahuel Huapi y el cordón de El Maitén presenta el mayor acortamiento, alcanzando valores de hasta 18,7 km (15,34%) a partir de una longitud inicial de 121,9 km.
- La inversión del Moho en la zona del retroarco a partir de los datos gravimétricos permitió observar zonas atenuadas que coinciden con la disposición del volcanismo de intraplaca más joven que 5 Ma en esos sectores. Esto a su vez es corroborado por el cálculo de la profundidad del punto de Curie a partir de datos magnéticos, lo que indica un alto flujo calórico en estos sectores en comparación con sectores corticales aledaños.
- El cálculo de espesores elásticos en conjunto con recientes tomografías sísmicas y modelados gravimétricos a escala regional, muestran la geometría en profundidad de la placa Sudamericana a estas latitudes, permitiendo observar raíces litosféricas profundas en el sector del Macizo Norpatagónico y una cuña astenosférica más estrecha en el lugar donde el mismo es delimitado más cerca de la trinchera.
- Esta estructura litosférica y su concordancia con la ubicación de las zonas de máxima expansión del arco mioceno, pueden haber jugado un rol importante en el desarrollo de una zona de subducción somera en un contexto posterior a una reorganización de placas desde el Oligoceno, que explicaría la zona de máximo acortamiento identificada.

Los dos sectores analizados comparten características similares en cuanto al desarrollo anómalo, en comparación a zonas aledañas, del volcanismo de arco emplazado en la vertiente oriental andina, el desarrollo dispar de cuencas sinorogénicas y el desarrollo de acortamiento sincrónico a aquellos procesos. A partir de estas características se infieren

variaciones en la configuración y el ángulo de subducción de la losa oceánica subducida durante el Mioceno medio a tardío. La expansión areal de la deformación dio lugar a un ambiente de antepaís fragmentado que implicaría que el desarrollo de nuevas transiciones frágiles-dúctiles producto del cambio en el régimen termal por la expansión del magmatismo corresponde a un mecanismo de deformación de primer orden. El debilitamiento y atenuamiento de la corteza continental después de un proceso de subducción somera facilitaría la inyección de rocas volcánicas con signatures astenosféricas en el retroarco producto del empinamiento de la losa.

Tanto la zona analizada del sur de Mendoza como aquella de la región del sur de Neuquén-norte de la Provincia de Chubut han sido particularmente reconfiguradas en el Mioceno medio a tardío, durante sendas expansiones del arco magmático, hipotéticamente ligadas a somerizaciones de la losa oceánica subducida. Sus características magmáticas, de desarrollo de cuencas y deformacionales de los últimos 18 Ma antes expuestas, resultan similares y son concordantes con este proceso.

6 AGRADECIMIENTOS

Le agradezco a mi Director Andrés Folguera por todo el esfuerzo, su incondicional dedicación, el empuje y la confianza que me brindó todos estos años.

A mi Co-Director Mario Giménez por todo el apoyo durante estos años. Hago extensivo el agradecimiento a toda la gente del Instituto Geofísico y Sismológico Volponi por su ayuda, la hospitalidad y la buena onda donde cada vez que me recibieron en San Juan me hicieron sentir como en casa.

Agradezco a los Jurados, Martín Turienzo, Claudia Prezzi y Raúl Giacosa por sus correcciones y comentarios constructivos que ayudaron a mejorar sustancialmente esta tesis.

Víctor A. Ramos por sus enseñanzas desde principios de la carrera y por estar presente en las campañas y por sus comentarios y correcciones de los trabajos.

Emilio Rojas Vera por su amistad, su ayuda y bancarme en el día a día en la oficina, compartir campañas y anécdotas.

Sandra Saldarini y a la gente de la municipalidad de Epuyén por el apoyo logístico en los trabajos de campo en la zona.

A todos los integrantes del Laboratorio de Tectónica Andina y del Departamento de Ciencias Geológicas. A todos los compañeros de la carrera de grado y doctorado.

Bruno Colavitto, Felipe Calatayud, Santiago Fernández y a todas las personas que me acompañaron en las tareas de campo.

A Claudia por todo, por ser.

Quiero finalmente agradecer muy especialmente a toda mi familia.

7 REFERENCIAS

- Adriasola, A.C., Thomson, S.N., Brix, M.R., Hervé, F., Stöckhert, B., 2005. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°–42°15'S, *International Journal of Earth Sciences* 95(3), 504–528, doi:10.1007/s00531-005-0027-9.
- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., Ramos, V. A., 2011. Malargüe Group (Maastrichtian–Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research* 19, 482–494.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S. M., Isacks, B. L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25, 139–174, doi:10.1146/annurev.earth.25.1.139.
- Álvarez, O., Gimenez, M., Braitenberg, C., Folguera, A., 2012. GOCE satellite derived gravity and gravity gradient corrected for topographic effect in the South Central Andes region. *Geophysical Journal International* 190, 941–959.
- Amante, C., y Eakins, B., 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division.
- Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J., Liu, D.-Y., 2011a. The North Patagonian batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 547–554.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M., Ribot, A., 2011b. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509, 218–237.
- Araneda, M., Avendaño, M., Götze, H.-J., Schmidt, S., Muñoz, J., Schmitz, M., 1999. South central Andes gravity, new data base, En: 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 3.
- Asensio, M., Zavala, C. y Arcuri, M. 2005. Los sedimentos terciarios del Río Foyel, Provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 16º Congreso Geológico Argentino*: 271–276.
- Asensio, M.A., Cornou, M.E., Malumián, N., Martínez, M.A., Quattrocchio, M.E., 2010. Formación Río Foyel, Oligoceno de la cuenca de Ñirihuau: la transgresión

- pacífica en la Cordillera Norpatagónica. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 66, 399-405.
- Barmin, M.P., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., 2001. A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography. *Pure Appl. Geophys.* 158, 1351–1375.
- Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., O., Sato, A.M., Cingolani, C.A., 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche region, Rio Negro, Argentina, paper presented at 2th South American Symposium on Isotope Geology, pp. 15–18.
- Bechis, F., 2009. Deformación transtensiva de la cuenca Neuquina: análisis a partir de ejemplos de campo y modelos análogos. Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad de Buenos Aires: 258 p.
- Bechis, F., y Cristallini, E.O., 2006. Inflexiones en estructuras del sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25, 18–25.
- Becker, J.J. et al., 2009. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS. *Marine Geodesy*, 32(4), 355–371, doi:10.1080/01490410903297766.
- Bermudez, A., Delpino, D., Frey, F., Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En: Ramos, V.A (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo, Relatorio: 173–195. Buenos Aires.
- Bettini, F., Pombo, R., Mombru, C., Uliana, M., 1978. Consideraciones sobre el diastrofismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre los 34°30' y los 37° de latitud sur. En 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 671-683. Buenos Aires.
- Bettini, F.H.; Legarreta, L.; Kozlowski, E. 1979. Corte Estructural C° Campanario-Río Potimalal. Comisión Geológica N° 5. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. (inédito). Argentina.
- Billen, M.I., 2008. Modeling the Dynamics of Subducting Slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36, 325–356.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M., 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601, 98–111.
- Blakely, R.J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, 441 p. United Kingdom.
- Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idleman, B., Zeitler, P.K., 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 230(1-2), 125–142, doi:10.1016/j.epsl.2004.11.015.
- Braitenberg, C., Zadro, M., 1999. Iterative 3D gravity inversion with integration of seismologic data. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 40, 469–475.

- Braitenberg, C., Ebbing, J., Götze, H.-J., 2002. Inverse modelling of elastic thickness by convolution method – the eastern Alps as a case example. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 387–404.
- Briggs, I.C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics* 39(1), 39–48.
- Cande, S.C., y Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91(B1), 471–496.
- Capitanio, F., Faccenna, C., Zlotnik, S., 2011. Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline. *Nature* 480, 83–86, doi:10.1038/nature10596.
- Casadio, S., De Angeli, A., Feldmann, R.M., Garassino, A., Hetler, J.L., Parras, A., Schweitzer, C.E., 2004. New decapod crustaceans (Thalassinidea, Galatheaidea, Brachyura) from the middle Oligocene of Patagonia, Argentina. *Annals of Carnegie Museum* 73, 85–107.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M., Liu, D.-Y., 2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences* 32(4), 508–530, doi:10.1016/j.jsames.2011.03.011.
- Cazau, L., 1980. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 1149–1171, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Córdoba, Argentina.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J., Spalletti, L., 1989. Cuenca de Ñirihuau. En: Chebli, G., y Sapalletti, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas Serie Correlación Geológica*, vol. 6, pp. 299–318, Tucumán, Argentina.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquified Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile, *Tectonophysics* 259, 55–66.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En: Moreno, T., y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*. The Geological Society, pp. 21–114. London.
- Clifton, H.E., 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines, En: Walker R.G., y Posamentier, H. (eds.) *Facies models revisited*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publications, vol. 84, pp. 293–338, Tulsa, Oklahoma.
- Coira, B.L., Nullo, F.E., Proserpio, C., Ramos, V. A., 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) Republica Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(3), 361–383.
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E.R., Grevemeyer, I., 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics* 29(6), 1–27, doi:10.1029/2010TC002734.

- Coutandt, I., Diraison, M., Cobbold, P., Gapais, D., Rossello, E., Miller, M., 1999. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 12(1), 1–15, doi:10.1016/S0895-9811(99)00002-4.
- Cross, T., y Pilger, R., 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society Of America Bulletin* 93, 545–562.
- Dalla Salda, L., y Franzese, J., 1987. Las megaestructuras del Macizo y Cordillera Norpatagónica Argentina y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias Terciarias. *Revista Geológica de Chile* 31, 3–13.
- Daly, M., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics* 8(4), 769–790.
- Dewey, J.F., y Bird, J.M., 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research* 75, 2625–2647.
- Diez, O. M., y Zubia, M. A., 1981. Sinopsis estratigráfica de la región de “El Bolson”, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(1), 19–28.
- Dimieri, L., 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36°S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 19(11), 1419–1422.
- Diraison, M., Cobbold, P., Rossello, E., Amos, A., 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 11(6), 519–532, doi:10.1016/S0895-9811(98)00032-7.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A., Piromallo, C., 1999. Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth-Science Reviews* 45, 167–208.
- Doglioni, C., Tonarini, S., Innocenti, F., 2009. Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E-NE-directed subduction zones. *Lithos* 113(1-2), 179–189.
- Duhart, P., y Adriasola, A.C., 2008. New time-constraints on provenance, metamorphism and exhumation of the Bahía Mansa Metamorphic Complex on the Main Chiloé Island, south-central Chile. *Revista Geológica de Chile* 35(1), 79–104.
- Eagles, G., Gohl, K., Larter, R., 2009. Animated tectonic reconstruction of the Southern Pacific and alkaline volcanism at its convergent margins since Eocene times. *Tectonophysics* 464(1-4), 21–29, doi:10.1016/j.tecto.2007.10.005.
- Egan, S., Buddin, T., Kane, S.J., Williams, G.D., 1997. Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: New techniques for the restoration and balancing of volumes, En: *Proceedings of the 1996 Geoscience Information Group Conference on Geological Visualization*. pp. 67–82.

- Elgueta, S., Mpodozis, C., 2012. Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca del río Cruces (Valdivia) durante el Neógeno. 13° Congreso Geológico Chileno. Asociación Geológica de Chile, Antofagasta, pp. 649–651.
- Encinas, A., Finger, K.L., Buatois, L.A., Peterson, D.E., 2012. Major forearc subsidence and deep-marine Miocene sedimentation in the present Coastal Cordillera and Longitudinal Depression of south-central Chile (38° 30'S-41° 45'S). *Geological Society of America Bulletin* 124, 1262–1277.
- Encinas, A., Zambrano, P., Bernabe, P., Finger, K., Buatois, L., Duhart, P., Valencia, V., Fanning, M., Herve, F., 2010. Sedimentology, paleontology and age of the Ayacara and Lago Ranco formations (south-central Chile, 40°- 42°S). Tectonic implications, paper presented at EGU General Assembly 2010, Geophysical Research Abstracts, 12, EGU2010-5849.
- Encinas, A., Pérez, F., Orts, D., Zurlo, D., Folguera, A., Ramos, Víctor A., 2011. Primeras dataciones U-Pb (LAICPMS) en zircones detríticos de las formaciones Río Foyel y La Cascada, Patagonia Argentino-Chilena, 41o-43oS, En: Leanza, Het al. (eds.), 18° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Neuquén, Argentina, pp. 736–737.
- Erslev, E., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19, 617–620.
- Espinoza, F., Morata, D., Polvé, M., Lagabrielle, Y., Maury, R., De la Rupelle, A., Guivel, C., Cotten, J., Bellon, H., Suárez, M., 2010. Middle Miocene calc-alkaline volcanism in Central Patagonia (47°S): petrogenesis and implications for slab dynamics. *Andean Geology* 37(2), 300–328.
- Feruglio, E., 1947. Descripción Geológica de la Hoja 40b, San Carlos de Bariloche, Río Negro, Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1:200,000, Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Argentina.
- Feruglio, E., 1949-1950. Descripción Geológica de la Patagonia, Tech. Rep., pp. 1–350, YPF, Buenos Aires.
- Figari, E.G., 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del valle medio del río Chubut), Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, pp.177. Buenos Aires, Argentina.
- Finger, K.L., Nielsen, S.N., Devries, T.J., Encinas, A., Peterson, D.E., 2007. Paleontologic Evidence for Sedimentary Displacement in Neogene Forearc Basins of Central Chile. *Palaios* 22(1), 3–16, doi:10.2110/palo.2005.p05-081r.
- Flynn, J. J., Charrier, R., Croft, D.A., Gans, P.B., Herriott, T. M., Wertheim, J. A., Wyss, A. R., 2008. Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura-Mallín and Trapa Trapa formations, Laguna del Laja area, south central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 26(4), 412–423, doi:10.1016/j.jsames.2008.05.006.
- Folguera, A., y Ramos, V. A., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the southern andes: a revision to the long-term pattern of andean uplift and magmatism in the southern andes, *Journal of South American Earth Sciences* 32(4), 531–546, doi:10.1016/j.jsames.2011.04.003, 32(4).

- Folguera, A., Orts, D., Spagnuolo, M., Vera, E.R., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos, M.E., Ramos, V.A., 2011. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. *Biological Journal of the Linnean Society* 103, 250–268.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martinez, P., Tunstall, C., García Morabito, E., Ramos, Víctor a., 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°–39°30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics* 439, 129–147.
- Fosdick, J.C., Romans, B. W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderon, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51° 30'S. *Geological Society of America Bulletin* 123(9–10), 1679–1698, doi:10.1130/B30242.1.
- Franzese, J., D'Elia, L., Bilmes, A., Muravchik, M., Hernández, M., 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén. *Andean Geology* 38, 319–334.
- Galarza, B., Valcarce, G.Z., Folguera, A., Bottesi G.L., 2009. Geología y evolución tectónica del frente cordillerano a los 36°30'S: bloques de Yihuin-Huaca y Puntilla de Huincán. Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1), 170–191.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* 129, 93–131.
- García Morabito, E.G., Götze, H.-J., Ramos, V.A., 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. *Tectonophysics* 499(1-4), 1–21, doi:10.1016/j.tecto.2010.10.020.
- García Morabito, E., Ramos, V.A., 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30'–40°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 38, 13–30.
- García Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R.E., Heredia, N., 2009. Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *Int. J. Earth Sci.* 98, 1599–1608.
- Ghiglione, M. C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevtich, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S., Zapata, T., 2009. Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences* 29(2), 262–277, doi:10.1016/j.jsames.2009.07.006.
- Giacosa, R.E., y Márquez M., 1999. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica. En: Caminos, R., (ed.) *Geología Argentina, Anales*, vol. 29, pp. 444–459, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.
- Giacosa, R.E., y Heredia, N., 1999. La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos entre los 41° y 42°S, SO de Argentina, *Acta Geológica Hispánica* 32(1), 103–111.

- Giacosa, R.E., y Heredia, N., 2004a. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°–42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18, 61–72.
- Giacosa, R.E., y Heredia, N., 2004b. Estructura de los Andes Nordpatagónicos en los cordones Piltriquitrón y Serrucho y en el valle de El Bolsón. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59, 91–102.
- Giacosa, R., Heredia, N., Césari, O., Zubia, M., 2001. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche (provincias de Río Negro y Neuquén), Boletín 279, 67. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Giacosa, R. E., Afonso, J. C., Heredia, C., Paredes, J., 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 20(3), 157–170, doi:10.1016/j.jsames.2005.05.013.
- Giacosa, R., M. Zubia, M. Sánchez, and J. Allard (2010), Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina), *Journal of South American Earth Sciences* 30(3–4), 134–150, doi:10.1016/j.jsames.2010.09.002.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina, *Journal of Structural Geology* 31(12), 1443–1457, doi:10.1016/j.jsg.2009.10.006.
- Gimenez, M.E., Martínez, M.P., Introcaso, A., 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 275–286.
- Glodny J., Gräfe, K., Echtler, H., Rosenau, M., 2008. Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South Central Chile (36°–42°S): the apatite and zircon fission track perspective. *Int. J. Earth Sci.* 97, 1271–1291, doi:10.1007/s00531-007-0203-1.
- González, E. (1989), Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile, in *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, vol. 11, edited by Ericksen et al., pp. 383–404, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Houston, Houston, Texas.
- González Bonorino, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b "Río Foyel" (Terr. Río Negro). Boletín de la Dirección de Minas, Geología e Hidrología 56, 19–21.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, Publicación HGS-07, 53 p. San Carlos de Bariloche.
- González Bonorino, F., 1974. La Formación Millaqueo y la "serie Porfírica" de la Cordillera Nord-Patagónica, Nota Preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(2), 145–154.

- González Bonorino, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(3), 184–202.
- González Bonorino, F., y González Bonorino G., 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(3), 175–210.
- González Díaz, E.F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 31d La Matancilla, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 173, 1–93.
- González Díaz, E.F., 1982. Chronological Zonation of Granitic Plutonism in the Northern Patagonian Andes of Argentina: the Migration of Intrusive Cycles. *Earth-Science Reviews* 18, 365–393.
- González Díaz, E., y Lizuaín, A. 1984. El Complejo volcano-clástico y plutónico del sector cordillerano, En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, vol. 1, pp. 119–129, Buenos Aires.
- González Guillot, M., Escayola, M., Acevedo, R., 2011. Calc-alkaline rear-arc magmatism in the Fuegian Andes: Implications for the mid-cretaceous tectonomagmatic evolution of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 1–16.
- Gordon, A., y Ort, M.H., 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en la provincias de Río Negro y Chubut (41°-42°30' L.S.). En: Ramos, V.A. (ed.), 12° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, pp. 120–127.
- Griffin, M., Pérez, L.M., Muravchik, M., 2002. Moluscos terciarios del Cerro Plataforma, en el noroeste de Chubut, paper presented at 8° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, pp. 101.
- Grand, S.P., 2002. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 360, 2475–2491.
- Gutscher, M.-A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1), 3–10.
- Gutscher, M., Maury, R., Eissen, J., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology* 535–538.
- Hain, M.P., Strecker, M.R., Bookhagen, B., Alonso, R.N., Pingel, H., Schmitt A.K., 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S). *Tectonics* 30(2), 1–27, doi:10.1029/2010TC002703.
- Haller, M., Pécskay, Z., Németh, K., Gméling, K., Massafiero, G.I., Meister, C.M., Nullo, F.E., 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. En: 3rd International Maar Conference. IAVCEI, Malargüe, pp. 40–41.
- Heredia, N., Giacosa, R. E., Gallastegui, G., Farias, P., García-Sansegundo, J., 2005. Structural evolution of the North Patagonian Andes (41°-42°S), Argentina, paper

- presented at 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, pp. 364–367, Barcelona, Spain.
- Hervé, F., Moreno, H., Parada, M.A., 1974. Granitoids of the Andean Range of Valdivia Province, Chile. *Pacific Geology* 8, 39–45.
- Hervé, F., R. J. Pankhurst, R. Drake, M. E. Beck 1995. Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén, Chile, *Journal of South American Earth Sciences* 8(1), 33–46, doi:10.1016/0895-9811(94)00039-5.
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V.A., Pankhurst, R.J., Suárez, M., 2000. The Southern Andes, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 605–634.
- Hervé, F., V. Faundez, M. Calderón, H.-J. Massonne, and A. Willner (2007a), Metamorphic and plutonic basement complexes, in *The Geology of Chile*, pp. 5–19, Geological Society of London, London.
- Hervé, F., R. J. Pankhurst, C. M. Fanning, M. Calderón, and G. M. Yaxley (2007b), The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin, *Lithos* 97(3–4), 373–394, doi:10.1016/j.lithos.2007.01.007.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E., 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research* 23, 1122–1135.
- Heuret, A., y Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 31–51.
- Hinze, W.J., 2003. Bouguer reduction density, why 2.67?. *Geophysics* 68 (5): 1559–1560.
- Homoc, J.F., Navarrete, C., Marshall, P., Masquere, S., Cerdan, J., 2011. Inversión tectónica intra-cretácica de la subcuenca de río Mayo, Chubut, Argentina. En: Leanza, H. Et al. (eds.), 18° Congreso Geológico Argentino. Neuquén, pp. 1418–1419.
- Humphreys, E., 2009. Relation of flat subduction to magmatism and deformation in the western United States. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir*, vol. 204, pp. 85–98.
- Husson, L., Conrad, C.P., Faccenna, C., 2008. Tethyan closure, Andean orogeny, and westward drift of the Pacific Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 303–310.
- Introcaso, A., Pacino, M.C., Fraga, H., 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35°S. *Tectonophysics* 205, 31–48.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93, 3211–3231.

- James, D., y Sacks, I.E., 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical perspective. En: Skinner, B. J., (ed.) *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geology, Special Publications, vol. 7, pp. 1–25, Society of Economic Geology, Colorado.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20(3), 308–324, doi:10.1029/1999TC001181.
- Kane, M.F., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics* 27(4), 455–462.
- Kane, S.J., Williams, G.D., Buddin, T.S., Egan, S.S., Hodgetts, D., 1997. Flexural-slip Based Restoration in 3D, A New Approach. American Association of Petroleum Geologists. Annual Convention Official Program: A58.
- Karato, S., 2011. On the origin of the asthenosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 321–322, 95–103.
- Kay, S.M., y Coira B.L., 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism , and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (eds.) *Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*, Geological Society of America Memoir, vol. 204, pp. 229–259, Geological Society of America, Boulder, doi:10.1130/2009.1204(11).
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Coira, B., 1999. Magmatism , Tectonism , and Mineral Deposits of the Central Andes (22°–33°S latitude). En: Skinner, B.J. (ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geology, pp. 27–59.
- 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.
- Kay, S.M., Burns, M., Copeland, P., Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper, vol. 407, 19–60. doi: 10.1130/2006.2407(02).
- Kendrick, E.C., Bevis, M., Smalley Jr., R.F., Cifuentes, O., Galban, F., 1999. Current rates of convergence across the central Andes: Estimates from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters* 26(5), 541–544.
- Kiminami, K., Imaoka, T., 2013. Spatiotemporal variations of Jurassic–Cretaceous magmatism in eastern Asia (Tan-Lu Fault to SW Japan): evidence for flat-slab subduction and slab rollback *Terra Nova* 25, 414–422.
- Kley, J., y Monaldi, C.R., 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology* 26, 723–726, doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0723:TSACTI>2.3.CO;2.

- Kley, J., Rossello, E., Monaldi, C., Habighorst, B., 2005. Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. *Tectonophysics* 399(1–4), 155–172, doi:10.1016/j.tecto.2004.12.020.
- Knesel, K.M., Cohen, B.E., Vasconcelos, P.M., Thiede, D.S., 2008. Rapid change in drift of the Australian plate records collision with Ontong Java plateau. *Nature* 454(7205), 754–758.
- Kozlowski, E., Manceda, R., Ramos, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo, Relatorio: 235–256. Buenos Aires.
- Kozlowski, E.N., 2008. Geología de la región al este del paso Pehuenche. provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad de Buenos Aires: 125 p.
- Lage, J., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43c, Gualjaina, Provincia del Chubut, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.
- Lamb, S., y Davis P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425(6960), 792–797, doi:10.1038/nature02049.
- Lange, D., Rietbrock, A., Haberland, C., Bataille, K., Dahm, T., Tilmann, F., Flüh, E.R., 2007. Seismicity and geometry of the south Chilean subduction zone (41.5°S–43.5°S): Implications for controlling parameters. *Geophysical Research Letters* 34, L06311.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes, *Tectonophysics*, 455(1–4), 14–24, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.014.
- Lara, L., Rodriguez, C., Moreno, H., Pérez de Arce, C., 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39–42°S), *Revista Geológica de Chile* 28(1), 67–90.
- Lavenu, A., y Cembrano J., 1999. Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21(12), 1669–1691, doi:10.1016/S0191-8141(99)00111-X.
- Linares, E., 2007. Catálogo de edades radimétricas de la Republica Argentina, Años 1957–2005.
- Litvak, V., Folguera, A., Ramos, V.A., 2008. Determination of an arc-related signature in late Miocene volcanism over the San Rafael Block, Southern Central Andes (34°30'–37°) Argentina: The Payenia shallow subduction zone. En 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended abstracts: 289–291. Niza. Francia.
- Lizuaín, A., 1979. La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(1), 69–72.

- Lizuaín, A., 1980. Las Formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica, provincias de Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(2), 174–182.
- Lizuaín, A., 1983. Geología de la Cordillera Patagónica entre las localidades de Lago Puelo y Leleque, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.
- Lizuaín, A., 1987. El vulcanismo cretácico de la Cordillera Patagónica entre los lagos Puelo y Cholila, provincia del Chubut, paper presented at 10th Congreso Geológico Argentino, pp. 213–216, Tucumán, Argentina.
- Llambías, E.J., y Rapela C.W., 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44(1-4), 224–246.
- Ludwig, K.R., 2008. Isoplot 3.6, Spec. Publ. 4, 78 pp., Berkeley Geochronol. Cent., Berkeley, Calif.
- Manceda, R., y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen rift in the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez S. R., Welsink, H.J., (eds.) *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, vol. 62, pp. 369–382, Tulsa.
- Mancini, D., y Serna, M., 1989. Evaluación petrolera de la Cuenca de Ñirihuau, Sudoeste de Argentina. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Argentina), vol. 2, pp. 739–762.
- Manea, V., Gurnis, M., 2007. Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. *Earth and Planetary Science Letters* 264(1-2), 22–45.
- Manea, V.C., Perez-Gussinye, M., Manea, M., 2012. Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. *Geology* 40, 35–38.
- Marshall, L.G., y Salinas, P., 1990. Stratigraphy of the Río Frías Formation (Miocene), along the Alto Río Cisnes, Aisén, Chile. *Revista Geológica de Chile* 17(1), 57–87.
- Massaferro, G.I., Haller, M.J., D’Orazio, M., Alric, V.I., 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A tectonomagmatic approach, *Journal of volcanology and geothermal research* 155(3-4), 227–243, doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.02.002.
- Matthews, K.J., Seton, M., Müller, R.D., 2012. A global-scale plate reorganization event at 105–100Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 355-356, 283–298.
- Maus, S., Sazonova, T., Hemant, K., Fairhead, J.D., Ravat, D., 2007. National Geophysical Data Center candidate for the World Digital Magnetic Anomaly Map. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.
- Mazzoni, M.M. y Benvenuto, A., 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Curá Formation northwestern Patagonia, paper presented at 11th Congreso Geológico Argentino, pp. 87–90, San Juan, Argentina.
- Mazzoni, M.M., Kawashita, K., Harrison, S., Aragón, E., 1991. Edades radimetricas eocenas, Borde occidental del Macizo Norpatagonico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(1-2), 150–158.

- McDonough, M., Duhart, P., Crignola, P., 1997. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca Osorno-Llanquihue, Xa región: nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno, paper presented at 8th Congreso Geológico Chileno, pp. 164–168, Antofagasta, Chile.
- McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S., DeCelles, P.G., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold–thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399, 15–37.
- Melnick, D., Moreno, M., Lange, D., Strecker, M. R., Echtler, H., 2008. Tectonic control on the 1960 Chile earthquake rupture segment, paper presented at 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, pp. 326–329, Niza, Francia.
- Mena, M., Ré, G., Haller, M., Singer, S.E., Vilas, J.F., 2006. Paleomagnetism of the late Cenozoic basalts from northern Patagonia. *Earth Planets Space* 58, 1273–1281.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., 2013. Late Cretaceous Uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°S), southern Central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology* 40, 102–116.
- Miró, R.C., 1967), Geología glaciaria y pre-glaciaria del valle de Epuyen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22(3), 177–202.
- Mosquera, A., Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407, pp. 97–123. doi: 10.1130/2006.2407(05).
- Mpodozis, C., y Ramos, V.A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4), 481–497.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9, Q04006.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M., Snelling, N., 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39–42 S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences* 1(3), 309–316.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C.R., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27(2), 177–203, doi:10.4067/S0716-02082000000200003.
- Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism: *Geophysics* 31 (2), 362–371.
- Nielsen, S.N., y Glodny, J., 2009. Early Miocene subtropical water temperatures in the southeast Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280(3–4), 480–488, doi:10.1016/j.palaeo.2009.06.035.

- Nocioni, A., 1996. Estudio Estructural de la Faja Plegada y Corrida de la Cuenca Neuquina Surmendocina (35°30' y 37°30' Latitud sur). En: 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: pp. 353-372, Buenos Aires.
- Nullo, F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro, Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.
- Nullo, F.E., Stephens, A., Otamendi, J., Baldauf, P., 2002. El volcanismo del Terciario superior del Sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2), 119–132.
- O'Driscoll, L.J., Richards, M.A., Humphreys, E.D., 2012. Nazca-South America interactions and the late Eocene-late Oligocene flat-slab episode in the central Andes. *Tectonics* 31(2), TC2013.
- Oldenburg, D.W., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics* 39, 526–536.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., 2006. Deformation of the Central Andean Upper Plate System – Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. En: O. Oncken (ed.) *The Andes–Active Subduction Orogeny*, pp. 3–27, Springer, Berlin.
- Orts, D.L. 2009. Geología de la región comprendida entre el cerro Rucamileo y el arroyo Potimalal. Tesis de Licenciatura (Unpublished). Universidad de Buenos Aires: 93 p.
- Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M., Ramos, V.A., 2012a. Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (~36°S). *Andean Geology* 39, 220–241.
- Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V.A., 2012b. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'–43°S). *Tectonics* 31, TC3012.
- Orts, S., y Ramos, V.A., 2006. Evidence of middle to late Cretaceous compressive deformation in the high Andes of Mendoza, Argentina. *Backbone of the Americas. Abstract with Programs* 5: p. 65. Mendoza.
- Pankhurst, R., Herve, F., Rojas, L., Cembrano, J., 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42°–42°30'S). *Tectonophysics* 205(1–3), 283–294, doi:10.1016/0040-1951(92)90431-5.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F., Larrondo, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society* 156(4), 673–694.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia, *Earth-Science Reviews* 76, 235–257, doi:10.1016/j.earscirev.2006.02.001.
- Pardo-Casas, F., y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3), 233–248.

- Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Heredia, N., 2009. Sedimentary evolution of Neogene continental deposits (Ñirihuau Formation) along the Ñirihuau River, North Patagonian Andes of Argentina, *Journal of South American Earth Sciences* 28(1), 74–88, doi:10.1016/j.jsames.2009.01.002.
- Pécskay, Z., M. J. Haller, Németh, K., 2007. Preliminary K/Ar geochronology of the Crater Basalt volcanic field (CBVF), northern Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1), 25–29.
- Peroni, G.O., Hegedus, A.G., Cerdan, J., Legarreta, L., Uliana, M.A., Laffitte, G., 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo belt, central Patagonia. En: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J., (eds.) *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir, vol. 62, pp. 403–419, AAPG.
- Petersen, C.S., y González Bonorino, F., 1947. Observaciones geológicas en el Chubut occidental, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(3), 177–222.
- Popowski, T., Connard, G., French, R., 2006. GMSYS-3D: 3D Gravity and Magnetic Modeling for OasisMontaj–User Guide, Northwest Geophysical Associates, Corvallis, Oregon.
- Quezada, J., y Bataille, K., 2008. Subduction partitioning evidenced by crustal earthquakes along the Chilean Andes, paper presented at 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, pp. 413–416, Niza, Francia.
- Quintana, A.L., 2008. Geología de la sierra Azul. Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad de Buenos Aires: 132 p.
- Quinteros, J., Sobolev, S.V., 2012. Why has the Nazca plate slowed since the Neogene? *Geology* 41, 31–34.
- Radic, J.P., 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (36°–39°S). *Andean Geology* 37 (1): 220–246.
- Radic, J.P., Rojas, L., Carpinelli, A., Zurita, E., 2002. Evolución tectónica de la Cuenca de Cura-Mallín, región cordillerana chileno argentina (36°30'–39°00'S), paper presented at 15th Congreso Geológico Argentino, pp. 233–237. El Calafate, Argentina.
- Radic, J.P., Alvarez, P., Rojas, L., Czollak, C., Parada, R., Ortiz, V., 2009. La cuenca de Valdivia como parte del sistema de antearco de la plataforma continental de Chile Central entre los 36° y los 40°S, En: 12th Congreso Geológico Chileno. Asociación Geológica de Chile, Santiago, Chile, p. S10_032.
- Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O., Chiaradia, M., Ovtcharova, M., 2011. Miocene arc migration and subduction erosion in Southern South America, evidences from the Fitz Roy plutonic complex, paper presented at 18th Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.
- Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O., Ovtcharova, M., 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy,

- Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. *Tectonics* 31, TC4009.
- Ramos, M.E., Orts, D.L., Calatayud, F., Pazos, P.J., Folguera, A., Ramos, V.A., 2011. Estructura, estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca de Ñirihuau en las nacientes del río Cushman, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68, 210–224.
- Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la hoja 47ab, Lago Fontana: provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, 134 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1982. Las ingresiones pacíficas del Terciario en el Norte de la Patagonia, paper presented at 3rd Congreso Geológico Chileno, pp. 262–288, Concepción, Chile.
- Ramos, V.A., 1989. The birth of Southern South America. *American Scientist* 77(5), 444–450.
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22, 183–190.
- Ramos, V.A., 2009. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes, *Geological Journal*, 45(1), 2–25, doi:10.1002/gj.1193.
- Ramos, V.A., y Barbieri, M., 1989. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43, 210–223.
- Ramos, V.A., y Cortés, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, pp. 317–346, Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., y Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. En: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J., (eds.) *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society of London, Special Publications, vol. 327, pp. 31–54, Geological Society of London, London.
- 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., Zapata, T., Cristallini, E., Introcaso, A., 2004. The Andean Thrust System— Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. En: McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, AAPG Memoir 82, pp. 30–50.
- Ramos, V.A., Folguera, A., Litvak, V., Spagnuolo, M. (enviado). An Andean tectonic cycle: from crustal thickening to extension in a thin crust (34°–37°SL). *Geoscience Frontiers*.
- Rapela, C., y Kay, S.M., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes* 11, 175–182.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C., 1983. Evolución magmática y geotectónica de la Serie Andesítica Andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38, 469–484.

- Rapela, C.W., Munizaga, F., Dalla Salda, L.H., Hervé, Francisco, Parada, M., Cingolani, C.A., 1987. Nuevas edades potasio-argón de los granitoides del sector nororiental de los Andes Patagónicos, En: 10° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Tucumán, pp. 18–20.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S–42°30'S), *Journal of South American Earth Sciences* 1(1), 75–88, doi:10.1016/0895-9811(88)90017-X.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Hervé, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia, Geological Society, London, Special Publications 246(1), 217–239, doi:10.1144/GSL.SP.2005.246.01.07.
- Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Valcarce, G.Z., Giménez, 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 Loncopué trough (38°–39°S). *Tectonophysics* 492(1–4), 279–294, doi:10.1016/j.tecto.2010.06.019.
- Rolando, A.P., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Fernandez, R.R., Etcheverry, R.O., Schalamuk, I.A., McNaughton, N.J., 2002. SHRIMP zircon U–Pb evidence for extended Mesozoic magmatism in the Patagonian Batholith and assimilation of Archean crustal components, *Journal of South American Earth Sciences* 15(2), 267–283, doi:10.1016/S0895-9811(02)00015-9.
- Ruiz, F., Introcaso, A., 2004. Curie Point Depths Beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas Obtained from Spectral Analysis of Magnetic Anomalies. *Gondwana Research* 7, 1133–1142.
- Schellart, W., y Lister, G., 2004. Tectonic models for the formation of arc-shaped convergent zones and backarc basins. En: Sussman, A.J., Weil, A.B. (eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*: Geological Society of America, Special Paper 383, pp. 237–258.
- Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L., May, D., 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature* 446, 308–311.
- Shephard, G.E., Liu, L., Müller, R.D., Gurnis, M., 2012. Dynamic topography and anomalously negative residual depth of the Argentine Basin. *Gondwana Research* 22, 658–663.
- Sepúlveda, E.G., y Viera, R.M., 1980. Geología y área de alteración en el cerro Colorado y alrededores, Chubut noroccidental, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(2), 195–202.
- Silver, P., Russo R.M., y Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of south american and african plate motion and plate deformation. *Science*, 279(5347), 60–63.
- Silvestro, J., y Atencio, M., 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural. Faja plegada de Malargüe (36°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1), 154–169.

- Skármeta, J., y Charrier, R., 1976. Geología del sector fronterizo de Aysén entre los 45° y 46° de latitud sur, Chile, En: 4° Congreso Geológico Argentino. Bahía Blanca, Argentina, pp. 267–286.
- Sobolev, S.V., y Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology* 33(8), 617–620.
- Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y., Koulakov, I., Oncken, O., 2006. Mechanism of the Andean orogeny: insight from numerical modeling. En: Oncken et al. (eds.) *The Andes–Active Subduction Orogeny*, pp. 513–535, Springer.
- Somoza, R., 1998. Update Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implication for mountain building in the central Andean region, *Journal of South American Earth Sciences* 11(3), 211–215.
- Somoza, R., y Ghidella, M., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, 797–809.
- Somoza, R. y 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.
- Spagnuolo, M.G., Folguera A., Ramos V.A., 2008. Linkage between Neogene arc expansion and contractional reactivation of a Cretaceous fold-and-thrust belt (southern Central Andes, 36°-37°S). En: 7° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 513-516. Niza. Francia.
- Spagnuolo, M.G., Litvak, V.D., Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2012. Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36–37°S, Argentina. *Journal of Geodynamics* 53, 81–94, doi:10.1016/j.jog.2011.07.004
- Spalletti, L.A., 1983. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38(3–4), 454–468.
- Spalletti, L.A., y Dalla Salda, L.H., 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 9(3-4), 197–206, doi:10.1016/0895-9811(96)00006-5.
- Spalletti, L.A., Franzese, J., Morel, E., Elia, L.D., Zúñiga, A., Mark, C., 2010. Paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén), *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(3), 305–313.
- Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Cáster, A., Page, L., Stuart, F., 2008. Tectonic response of the central Chilean margin (35–38 S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society of London* 165 (5), 941–953.
- Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31(2), 161–206.

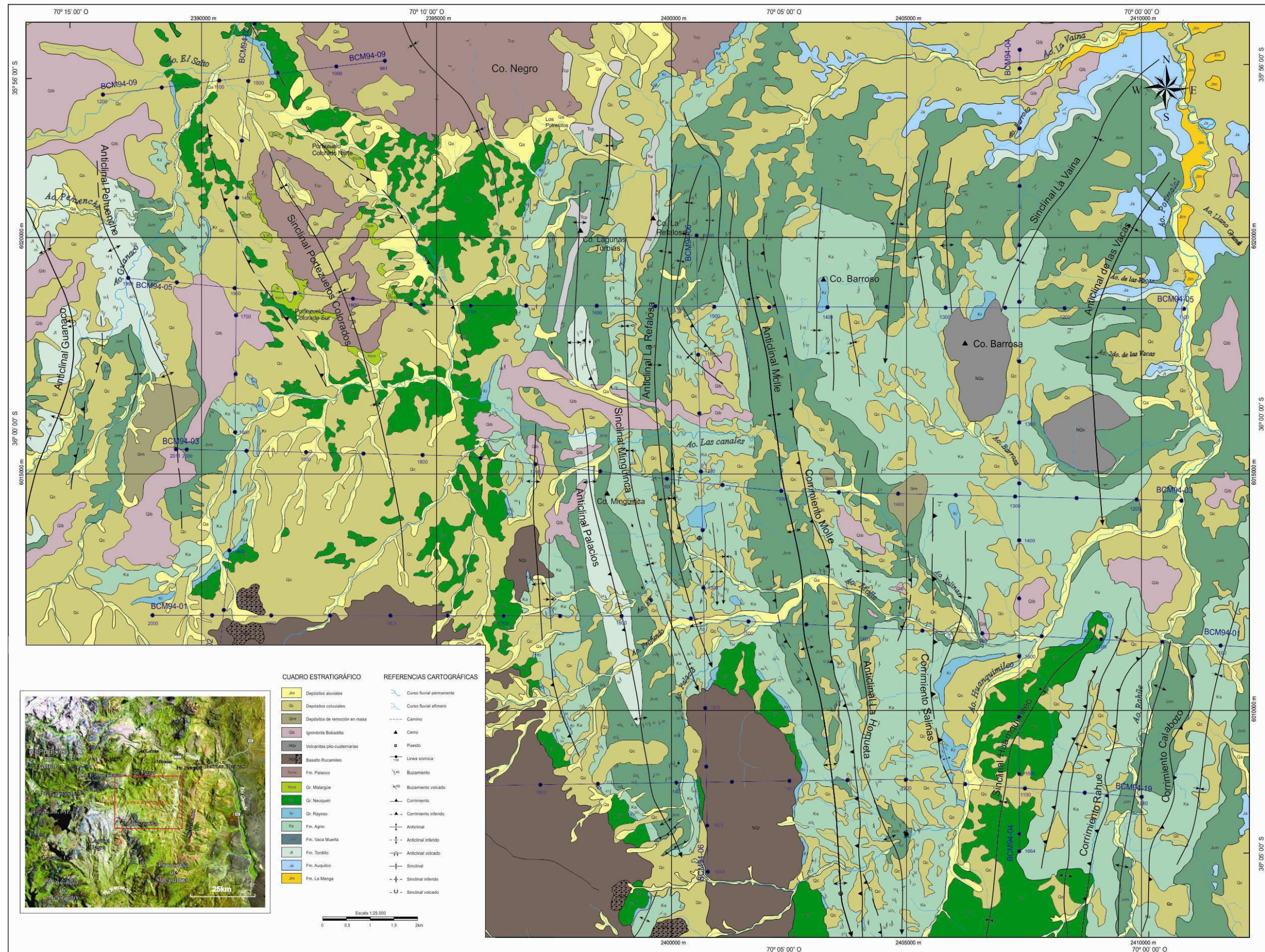
- Stipanivic, P.N, Rodrigo, F, Baulies, O.L. y Matinez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23, 76–98.
- Strecker, M.R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M.P., Hilley, G.E., Mortimer, E., Schoenbohm, L., Sobel, E.R., 2009. Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology* 37(7), 643–646, doi:10.1130/G25545A.1.
- Suárez, M., y De La Cruz, R., 2001. Jurassic to Miocene K–Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°–48° S), *Geological Magazine* 138(1), 53–66, doi:10.1017/S0016756801004903.
- Suárez, M., y Emparan, C., 1995. The stratigraphy, geo-chronology and paleophysiography of a Miocene freshwater interarc basin, Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 8(1), 17–31.
- Suárez, M., y Márquez, M., 2007. A Toarcian retro-arc basin of Central Patagonia (Chubut), Argentina: Middle Jurassic closure, arc migration and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 34, 63–79.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Bell, C.M., 1996. Estratigrafía de la región de Coyhaique (Latitud 45o-46oS), Cordillera Patagónica, Chile, En: 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso De Exploración De Hidrocarburos. pp. 575–590.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Aguirre-Urreta, B., Fanning, M., 2009. Relationship between volcanism and marine sedimentation in northern Austral (Aisén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U–Pb SHRIMP and paleontologic evidence. *Journal of South American Earth Sciences* 27(4), 309–325, doi:10.1016/j.jsames.2008.11.009.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461–470.
- Tašárová, Z.A. (2007), Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone (36°S-42°S) and its role in the gravity field. *Geophysical Journal International* 170(3), 995–1014, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03466.x.
- Thiele, R., Catillo, J.C., Hein, R., Romero, G., Ulloa, M., 1978. Geología del sector fronterizo de Chiloé continental entre los 43°00'–43°45' latitud sur, Chile (columnas de Futaleufú y Palena), paper presented at 7th Congreso Geológico Argentino, pp. 577–591, Neuquén, Argentina.
- Thomson, S.N., 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42oS and 46oS: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone, *Geological Society of America Bulletin* 114(9), 1159–1173, doi:10.1130/0016-7606(2002)114<1159.
- Thomson, S.N., y Hervé, F., 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42°-52°S), *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 1–16, doi:10.4067/S0716-02082002000200007.

- Thomson, S.N., Hervé, F., Stöckhert, B., 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes, *Tectonics* 20(5), 693–711.
- Thomson, S.N., Brandon, M.T., Tomkin, J.H., Reiners, P.W., Vásquez, C., Wilson, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building, *Nature* 467(7313), 313–317, doi:10.1038/nature09365.
- Tobal, J., Rojas Vera, E., Folguera, A., Ramos, V.A., 2011. Deformación andina en el cordón del Hielo Azul al oeste de El Bolsón. *Andean Geology* 39(3), 442–463.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489(1-4), 258–273.
- Turienzo, M.M., 2009. La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante (34°30'-34°50' L.S.) y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1), 123–139.
- Turienzo, M.M., 2010. Structural style of the Malargüe fold-and-thrust belt at the Diamante River area (34°30'–34°50'S) and its linkage with the Cordillera Frontal, Andes of central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 29(3), 537–556.
- Turienzo, M., Dimieri, L., Friscale, M.C., Araujo, V.S., 2010. Evolución de las estructuras andinas en la region del Río Diamante (34°40'LS): vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la cordillera frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67, 354–368.
- Turienzo, M., Dimieri, L., Friscale, C., 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geol.* 39, 317–357.
- Uliana, M., 1978. Estratigrafía del Terciario in Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. En: Rolleri E. O. (ed) *Relatorio de la Provincia de Neuquén. VIIº Congreso Geológico Argentino*, 67–84.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O., Passarelli, C.R., 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica, *Revista Geológica de Chile* 32(2), 167–187.
- Verrall, P., 1981, Structural interpretation with application to North Sea problems, *Geological Society Course Notes*, No. 3, Lectures 13-27.
- Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro), *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(1), 1–13.
- Volkheimer, W., y J. Lage 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.

- von Gosen, W., 2009. Stages of Late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geol. Mag.* 146, 48–71.
- von Gosen, W., Loske, W., 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the “Gastre fault system”. *J. South Am. Earth Sci.* 18, 73–88.
- Wienecke, S., Braitenberg, C, Götze, H, 2007. A new analytical solution estimating the flexural rigidity in the Central Andes. *Geophysical Journal International* 169, 789–794.
- Wilf, P., Singer, B.S., Zamaloa, C., Johnson, K.R., Cúneo, R., 2010. Early Eocene 40 Ar / 39 Ar age for the Pampa de Jones plant, frog, and insect biota (Huitrera Formation , Neuquén Province , Patagonia , Argentina), *Ameghiniana* 47(2), 207–216.
- Willner, A.P., Glodny, J., Gerya, T., Godoy, E., Massonne, H.-J., 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow, *Lithos* 75(3–4), 283–310, doi:10.1016/j.lithos.2004.03.002.
- Withjack, M.O., y Peterson, E.T., 1993. Prediction of normal-fault geometries; a sensitivity analysis. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 77, 1860–1873.
- Woollard, G.P., 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurements. *Journal of Geophysical Research* 64, 1521–1544.
- Yagupsky, D.; Cristallini, E.; Fantín, J.; Valcarce, G.; Bottesi, G.; Varadé, R. 2008. Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology* 30 (7), 839–853. doi: 10.1016/j.jsg.2008.03.007.
- Yrigoyen, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario en la Argentina. *Ameghiniana* 6 (4), 315–329.
- Zapata, T.R., Brissón, I., Dzelalija, F., 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la cuenca Neuquina, *Boletín de Informaciones Petroleras* 60(2), 112–121.

8 APÉNDICE CAPÍTULO 2

Mapa de detalle del sector comprendido entre la pendiente occidental de la sierra Azul y el límite argentino-chileno.



9 APÉNDICE CAPÍTULO 3

9.1 Datación por el método de U-Pb LA-ICPMS

Los análisis geocronológicos realizados en los circones detríticos por el método de LA-ICP-MS U-Pb fueron llevados a cabo en la Universidad de Washington State, previamente escaneados por el método de cátodo luminiscencia (*CL Imaging*) utilizando un láser New Wave Nd:YAG UV 213-nm acoplado a un espectrómetro de masas. Los procedimientos y parámetros utilizados son modificados de Chang et al. (2006). La tasa de repetición y el tamaño de puntos de ablación con láser fueron de 30 nm y 10 Hz, respectivamente. Se utilizó He y Ar para transportar el aerosol de la muestra al plasma. Cada análisis consistió de una corta medición sobre el patrón seguido de 250 barridos a través las masas de los isótopos 204, 206, 207, 208, 232, 235 y 238, tardando aproximadamente 30 segundos. El fraccionamiento independiente del tiempo se corrigió mediante la normalización de las relaciones U/Pb y Pb/Pb de las muestras analizadas contra los valores de circones estándar (Chang et al., 2006). Para este estudio se utilizaron dos circones estándar: Peixe, con un edad de 564 Ma (Dickinson y Gehrels, 2003), y FC-1, con una edad de 1099 Ma (Paces y Miller, 1993). Los gráficos de las relaciones U/Pb y las edades se calcularon con el software *Isoplot 3.6* (Ludwig, 2008).

Referencias de la información suplementaria

- Paces, J.B., y Miller Jr., J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System, *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), 13997–14013.
- Dickinson, W.R., y Gehrels, G.E., 2003. U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications, *Sedimentary Geology*, 163(1-2), 29–66, doi:10.1016/S0037-0738(03)00158-1.
- Ludwig, K.R., 2008. Isoplot 3.6, Spec. Publ. 4, 78 pp., Berkeley Geochronol. Cent., Berkeley, Calif.
- Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C., Knaack, C., 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(5), 1–14, doi:10.1029/2005GC001100.

Tabla 9.1. Datos suplementarios de los análisis U/Pb LA-ICP-MS en circones detríticos de las muestras PSZ1, CP1 y CPU presentadas en el Capítulo 3.

Muestra/ Análisis	U (ppm)	Th/U	Relaciones isotópicas				Edades aparentes (Ma)				Best age	$\pm 1\sigma$ (Ma)
			$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$ (Ma)		
Muestra PSZ1												
PSZ1-104	204.83	1.61	33.0463	0.0187	0.0502	0.0104	192.2	3.5	204.6	24.1	192.2	3.5
PSZ1-103	535.11	1.25	22.8422	0.0183	0.0552	0.0065	276.2	4.9	418.6	14.5	276.2	4.9
PSZ1-102	267.10	1.58	32.2697	0.0189	0.0507	0.0103	196.7	3.7	225.3	23.7	196.7	3.7
PSZ1-101	312.52	0.73	22.5548	0.0193	0.0546	0.0107	279.7	5.3	394.9	23.9	279.7	5.3
PSZ1-100	651.47	2.27	32.2399	0.0181	0.0497	0.0074	196.9	3.5	181.7	17.2	196.9	3.5
PSZ1-99	345.76	1.72	32.8764	0.0185	0.0499	0.0093	193.2	3.5	188.6	21.5	193.2	3.5
PSZ1-98	100.41	0.35	6.8894	0.0187	0.0711	0.0067	873.7	15.2	960.6	13.7	960.6	13.7
PSZ1-97	224.67	0.87	33.7504	0.0189	0.0515	0.0105	188.2	3.5	263.0	23.9	188.2	3.5
PSZ1-96	338.22	0.55	24.0892	0.0192	0.0531	0.0093	262.2	4.9	331.6	21.0	262.2	4.9
PSZ1-95	169.74	1.20	33.8136	0.0197	0.0488	0.0129	187.9	3.6	139.7	30.1	187.9	3.6
PSZ1-94	204.93	0.76	33.0609	0.0198	0.0504	0.0109	192.1	3.8	214.8	25.2	192.1	3.8
PSZ1-93	500.26	1.44	32.4562	0.0185	0.0512	0.0073	195.6	3.6	251.3	16.8	195.6	3.6
PSZ1-92	140.75	0.89	33.9439	0.0226	0.0543	0.0192	187.2	4.2	384.4	42.5	187.2	4.2
PSZ1-91	370.06	1.32	33.0010	0.0185	0.0517	0.0088	192.4	3.5	272.4	19.9	192.4	3.5
PSZ1-90	494.92	1.31	32.5300	0.0184	0.0499	0.0077	195.2	3.5	191.7	17.7	195.2	3.5
PSZ1-89	586.53	0.19	21.4283	0.0125	0.0526	0.0067	294.0	3.6	310.2	15.2	294.0	3.6
PSZ1-88	194.51	1.53	33.1357	0.0146	0.0507	0.0140	191.7	2.8	229.3	32.1	191.7	2.8
PSZ1-87	199.37	1.39	31.9200	0.0135	0.0507	0.0107	198.9	2.6	227.2	24.6	198.9	2.6
PSZ1-86	359.29	0.62	22.2183	0.0125	0.0516	0.0079	283.8	3.5	268.4	18.1	283.8	3.5
PSZ1-85	516.29	0.65	23.0123	0.0117	0.0517	0.0066	274.2	3.1	271.5	15.1	274.2	3.1
PSZ1-84	716.02	0.67	21.8574	0.0121	0.0539	0.0068	288.4	3.4	365.4	15.3	288.4	3.4
PSZ1-83	480.88	0.36	23.5263	0.0129	0.0535	0.0071	268.3	3.4	351.3	15.9	268.3	3.4
PSZ1-82	544.38	1.76	32.5487	0.0120	0.0500	0.0083	195.1	2.3	195.3	19.2	195.1	2.3
PSZ1-81	153.59	0.64	21.5979	0.0127	0.0514	0.0110	291.8	3.6	257.8	25.1	291.8	3.6
PSZ1-80	470.81	0.72	21.2976	0.0117	0.0536	0.0071	295.8	3.4	354.3	16.0	295.8	3.4
PSZ1-78	989.73	0.63	20.6973	0.0116	0.0519	0.0057	304.2	3.4	281.2	12.9	304.2	3.4
PSZ1-77	365.85	0.76	22.4823	0.0123	0.0533	0.0084	280.5	3.4	341.3	18.9	280.5	3.4
PSZ1-76	222.78	1.11	31.4198	0.0136	0.0493	0.0115	202.0	2.7	162.3	26.6	202.0	2.7
PSZ1-75	374.03	0.69	20.6247	0.0118	0.0536	0.0073	305.2	3.5	352.4	16.4	305.2	3.5
PSZ1-74	384.91	1.07	31.2203	0.0156	0.0524	0.0131	203.2	3.1	301.3	29.6	203.2	3.1
PSZ1-73	366.25	1.53	33.1319	0.0161	0.0522	0.0126	191.7	3.0	296.0	28.5	191.7	3.0
PSZ1-72	591.05	3.06	31.3869	0.0151	0.0503	0.0115	202.2	3.0	209.9	26.5	202.2	3.0
PSZ1-71	2164.11	1.02	22.0034	0.0136	0.0559	0.0075	286.5	3.8	449.1	16.5	286.5	3.8
PSZ1-70	746.87	1.87	32.5006	0.0152	0.0500	0.0117	195.4	2.9	193.5	27.0	195.4	2.9
PSZ1-69	914.34	0.61	21.1246	0.0134	0.0547	0.0079	298.2	3.9	401.2	17.6	298.2	3.9
PSZ1-67	1771.81	0.90	20.5787	0.0134	0.0547	0.0071	305.9	4.0	401.1	15.8	305.9	4.0
PSZ1-66	334.69	1.54	31.0635	0.0161	0.0515	0.0135	204.3	3.2	262.7	30.7	204.3	3.2
PSZ1-65	338.76	1.76	32.4204	0.0178	0.0506	0.0141	195.8	3.4	221.3	32.3	195.8	3.4
PSZ1-64	673.44	0.68	21.5073	0.0154	0.0523	0.0097	293.0	4.4	299.9	22.0	293.0	4.4
PSZ1-63	701.62	1.35	30.0521	0.0145	0.0502	0.0111	211.0	3.0	206.0	25.6	211.0	3.0
PSZ1-62	265.70	0.85	31.5566	0.0164	0.0566	0.0159	201.1	3.2	477.6	34.7	201.1	3.2
PSZ1-61	400.40	1.26	30.4835	0.0150	0.0526	0.0130	208.1	3.1	309.8	29.3	208.1	3.1
PSZ1-60	218.25	1.43	31.6595	0.0231	0.0517	0.0150	200.5	4.6	273.4	34.0	200.5	4.6
PSZ1-59	366.24	0.97	31.5461	0.0223	0.0544	0.0139	201.2	4.4	389.0	30.9	201.2	4.4
PSZ1-58	686.57	1.79	33.6476	0.0211	0.0511	0.0110	188.8	3.9	244.2	25.2	188.8	3.9
PSZ1-57	1122.83	1.32	32.4342	0.0203	0.0512	0.0097	195.8	3.9	248.8	22.1	195.8	3.9
PSZ1-56	333.08	1.25	32.5429	0.0221	0.0504	0.0129	195.1	4.3	214.8	29.6	195.1	4.3
PSZ1-55	194.90	1.09	27.4994	0.0227	0.0571	0.0144	230.3	5.1	496.7	31.4	230.3	5.1
PSZ1-54	1706.14	2.04	32.0430	0.0228	0.0515	0.0087	198.1	4.4	263.8	19.8	198.1	4.4
PSZ1-53	402.09	1.29	30.7706	0.0227	0.0538	0.0155	206.2	4.6	363.4	34.7	206.2	4.6
PSZ1-51	244.28	0.94	29.0801	0.0248	0.0512	0.0173	218.0	5.3	249.4	39.3	218.0	5.3
PSZ1-50	283.01	0.99	31.2482	0.0218	0.0492	0.0136	203.1	4.4	157.5	31.5	203.1	4.4
PSZ1-49	471.87	1.02	30.7991	0.0206	0.0502	0.0116	206.0	4.2	202.2	26.6	206.0	4.2
PSZ1-48	345.83	1.21	31.0534	0.0228	0.0503	0.0136	204.3	4.6	208.0	31.3	204.3	4.6
PSZ1-47	845.50	0.63	21.0881	0.0211	0.0547	0.0095	298.7	6.1	398.3	21.2	298.7	6.1
PSZ1-46	225.37	1.08	27.5854	0.0235	0.0507	0.0157	229.6	5.3	226.7	35.8	229.6	5.3
PSZ1-45	1165.27	1.95	31.0009	0.0205	0.0510	0.0098	204.7	4.1	239.6	22.4	204.7	4.1
PSZ1-44	620.85	0.48	20.7557	0.0209	0.0542	0.0109	303.3	6.2	379.3	24.2	303.3	6.2
PSZ1-43	547.53	1.55	31.1094	0.0214	0.0562	0.0121	204.0	4.3	460.2	26.6	204.0	4.3
PSZ1-42	884.03	0.52	20.8159	0.0202	0.0525	0.0093	302.5	6.0	307.8	21.0	302.5	6.0
PSZ1-39	234.80	1.03	21.6358	0.0202	0.0530	0.0099	291.3	5.7	330.4	22.2	291.3	5.7
PSZ1-40	911.64	1.04	31.7367	0.0214	0.0519	0.0130	200.0	4.2	279.0	29.5	200.0	4.2
PSZ1-38	1728.94	0.58	19.9905	0.0201	0.0528	0.0089	314.7	6.2	322.3	20.0	314.7	6.2
PSZ1-37	596.24	0.62	21.5796	0.0207	0.0523	0.0106	292.0	5.9	297.7	24.0	292.0	5.9
PSZ1-36	399.85	0.58	22.5391	0.0203	0.0522	0.0127	279.8	5.6	292.2	28.8	279.8	5.6

PSZ1-35	1393.23	0.62	20.8454	0.0190	0.0545	0.0095	302.1	5.6	390.5	21.1	302.1	5.6
PSZ1-34	482.62	0.51	20.4070	0.0198	0.0515	0.0115	308.4	6.0	263.9	26.2	308.4	6.0
PSZ1-33	790.11	0.70	20.9972	0.0202	0.0528	0.0103	299.9	5.9	319.0	23.3	299.9	5.9
PSZ1-31	642.49	0.64	22.2675	0.0199	0.0522	0.0114	283.2	5.5	293.6	25.7	283.2	5.5
PSZ1-29	377.47	1.24	31.2892	0.0204	0.0506	0.0132	202.8	4.1	221.9	30.3	202.8	4.1
PSZ1-28	383.67	0.96	31.5410	0.0208	0.0507	0.0137	201.2	4.1	225.7	31.4	201.2	4.1
PSZ1-27	365.97	0.98	30.0849	0.0221	0.0509	0.0141	210.8	4.6	237.9	32.2	210.8	4.6
PSZ1-26	1356.76	0.26	4.9627	0.0194	0.0815	0.0080	1183.4	20.9	1232.5	15.7	1232.5	15.7
PSZ1-25	974.40	0.96	34.3242	0.0260	0.0567	0.0133	185.1	4.7	478.6	29.1	185.1	4.7
PSZ1-24	525.97	0.96	33.0986	0.0216	0.0511	0.0128	191.9	4.1	244.3	29.3	191.9	4.1
PSZ1-23	335.11	1.42	31.2980	0.0220	0.0508	0.0152	202.7	4.4	231.0	34.8	202.7	4.4
PSZ1-20	0.37	2.98	33.3657	0.0165	0.0514	0.0123	190.4	3.1	258.9	27.9	190.4	3.1
PSZ1-19	854.53	1.07	32.7600	0.0183	0.0529	0.0179	193.8	3.5	324.4	40.2	193.8	3.5
PSZ1-18	367.94	0.19	6.3417	0.0190	0.0834	0.0089	943.9	16.7	1278.3	17.3	1278.3	17.3
PSZ1-17	234.80	1.03	32.6245	0.0181	0.0513	0.0180	194.6	3.5	254.5	40.9	194.6	3.5
PSZ1-16	911.64	1.04	32.1205	0.0153	0.0541	0.0114	197.6	3.0	375.0	25.4	197.6	3.0
PSZ1-14	349.59	1.20	32.0221	0.0158	0.0533	0.0148	198.2	3.1	339.5	33.1	198.2	3.1
PSZ1-13	400.63	1.27	32.0086	0.0149	0.0515	0.0147	198.3	2.9	263.0	33.3	198.3	2.9
PSZ1-12	415.74	1.08	32.8025	0.0165	0.0500	0.0137	193.6	3.2	194.1	31.6	193.6	3.2
PSZ1-11	644.56	0.77	20.6959	0.0144	0.0535	0.0107	304.2	4.3	349.8	24.1	304.2	4.3
PSZ1-10	230.31	0.85	32.0661	0.0165	0.0491	0.0188	198.0	3.2	154.7	43.5	198.0	3.2
PSZ1-9	675.07	1.70	32.6425	0.0158	0.0522	0.0121	194.5	3.0	293.5	27.5	194.5	3.0
PSZ1-8	538.05	1.08	31.8235	0.0188	0.0522	0.0163	199.5	3.7	295.3	36.7	199.5	3.7
PSZ1-7	655.69	0.68	21.7588	0.0147	0.0567	0.0102	289.7	4.2	480.0	22.4	289.7	4.2
PSZ1-6	1107.35	0.56	20.7439	0.0141	0.0526	0.0093	303.5	4.2	312.4	20.9	303.5	4.2
PSZ1-5	340.16	1.05	33.3111	0.0248	0.0465	0.0244	190.7	4.7	21.5	57.4	190.7	4.7
PSZ1-2	321.81	1.08	31.2303	0.0160	0.0502	0.0136	203.2	3.2	205.0	31.3	203.2	3.2
PSZ1-1	177.60	1.04	33.0731	0.0238	0.0499	0.0250	192.0	4.5	188.7	57.2	192.0	4.5
Muestra CPL												
CPL-115	662.22	1.21	20.8221	0.0155	0.0527	0.0064	302.4	4.6	315.5	14.5	302.4	4.6
CPL-114	266.02	0.74	20.9538	0.0160	0.0526	0.0085	300.5	4.7	310.3	19.1	300.5	4.7
CPL-113	237.54	0.80	21.2026	0.0164	0.0534	0.0093	297.1	4.8	346.3	20.9	297.1	4.8
CPL-112	261.89	1.26	51.9204	0.0168	0.0503	0.0200	123.0	2.0	208.3	45.7	123.0	2.0
CPL-111	313.73	0.74	21.5523	0.0161	0.0520	0.0081	292.4	4.6	285.4	18.3	292.4	4.6
CPL-110	305.41	0.71	21.2819	0.0173	0.0535	0.0177	296.0	5.0	349.9	39.6	296.0	5.0
CPL-109	407.68	0.80	21.1428	0.0158	0.0523	0.0073	297.9	4.6	299.6	16.6	297.9	4.6
CPL-108	717.95	1.04	21.6877	0.0186	0.0546	0.0071	290.6	5.3	393.9	15.9	290.6	5.3
CPL-107	444.66	0.79	20.9485	0.0157	0.0531	0.0075	300.6	4.6	332.4	17.0	300.6	4.6
CPL-106	753.19	1.19	56.4940	0.0168	0.0485	0.0100	113.1	1.9	124.0	23.3	113.1	1.9
CPL-105	313.79	0.67	20.8924	0.0159	0.0533	0.0084	301.4	4.7	341.6	19.0	301.4	4.7
CPL-104	69.93	0.75	59.4237	0.0233	0.0518	0.0290	107.6	2.5	276.9	65.1	107.6	2.5
CPL-102	260.76	1.05	21.2033	0.0171	0.0525	0.0095	297.1	5.0	308.2	21.6	297.1	5.0
CPL-101	169.30	0.81	21.4161	0.0168	0.0538	0.0108	294.2	4.8	361.7	24.3	294.2	4.8
CPL-100	609.54	0.34	16.3469	0.0156	0.0542	0.0089	382.8	5.8	379.1	19.8	382.8	5.8
CPL-99	1099.34	0.75	21.6896	0.0157	0.0544	0.0087	290.6	4.5	388.2	19.5	290.6	4.5
CPL-98	492.40	0.64	20.4644	0.0159	0.0531	0.0109	307.6	4.8	332.0	24.5	307.6	4.8
CPL-97	411.62	0.77	21.4681	0.0166	0.0525	0.0109	293.5	4.8	305.6	24.6	293.5	4.8
CPL-96	608.53	0.71	21.0284	0.0157	0.0544	0.0090	299.5	4.6	387.8	20.1	299.5	4.6
CPL-95	473.88	0.59	20.5570	0.0170	0.0523	0.0107	306.2	5.1	297.3	24.3	306.2	5.1
CPL-94	400.96	0.49	58.6352	0.0228	0.0487	0.0286	109.0	2.5	134.9	65.9	109.0	2.5
CPL-93	410.52	0.57	20.6548	0.0168	0.0526	0.0101	304.8	5.0	313.2	22.8	304.8	5.0
CPL-92	797.95	0.96	21.3614	0.0165	0.0525	0.0089	294.9	4.8	309.4	20.1	294.9	4.8
CPL-91	394.81	0.72	20.3483	0.0169	0.0523	0.0106	309.3	5.1	296.9	24.1	309.3	5.1
CPL-90	296.56	0.58	20.4289	0.0170	0.0518	0.0119	308.1	5.1	277.2	26.9	308.1	5.1
CPL-89	646.89	0.46	20.6168	0.0168	0.0528	0.0091	305.3	5.0	321.6	20.4	305.3	5.0
CPL-88	361.36	0.59	20.8758	0.0170	0.0525	0.0115	301.6	5.0	309.3	25.9	301.6	5.0
CPL-87	326.85	0.58	20.2398	0.0159	0.0520	0.0115	310.9	4.8	285.5	26.0	310.9	4.8
CPL-86	446.15	0.60	20.3284	0.0166	0.0516	0.0106	309.6	5.0	268.1	24.1	309.6	5.0
CPL-85	855.93	0.50	20.5214	0.0167	0.0538	0.0090	306.7	5.0	364.3	20.1	306.7	5.0
CPL-84	390.21	0.65	18.0906	0.0192	0.0520	0.0105	346.8	6.5	285.0	23.7	346.8	6.5
CPL-83	611.48	0.76	20.9835	0.0174	0.0524	0.0085	300.1	5.1	303.6	19.2	300.1	5.1
CPL-82	995.35	0.67	20.3391	0.0191	0.0530	0.0086	309.4	5.8	328.0	19.4	309.4	5.8
CPL-81	1164.38	0.01	20.7765	0.0167	0.0542	0.0087	303.0	4.9	378.4	19.4	303.0	4.9
CPL-80	429.97	0.84	20.2412	0.0178	0.0514	0.0098	310.9	5.4	259.4	22.4	310.9	5.4
CPL-79	534.33	0.69	57.0421	0.0169	0.0477	0.0145	112.0	1.9	82.9	34.2	112.0	1.9
CPL-78	892.56	0.86	20.8401	0.0173	0.0527	0.0082	302.1	5.1	316.1	18.5	302.1	5.1
CPL-76	1318.34	0.04	20.7128	0.0176	0.0555	0.0077	303.9	5.2	432.6	17.0	303.9	5.2
CPL-77	375.76	0.75	57.3489	0.0191	0.0484	0.0149	111.4	2.1	118.3	34.7	111.4	2.1
CPL-75	595.97	0.79	20.7138	0.0174	0.0529	0.0094	303.9	5.2	324.7	21.2	303.9	5.2
CPL-74	263.09	0.67	20.5179	0.0179	0.0519	0.0119	306.8	5.3	279.8	27.0	306.8	5.3
CPL-73	270.73	0.59	20.5296	0.0180	0.0525	0.0106	306.6	5.4	306.9	24.0	306.6	5.4

CPL-71	499.74	0.81	20.9232	0.0173	0.0525	0.0102	301.0	5.1	307.6	23.0	301.0	5.1
CPL-69	427.08	0.66	20.2969	0.0164	0.0525	0.0098	310.0	5.0	305.8	22.2	310.0	5.0
CPL-68	814.31	1.01	20.9846	0.0163	0.0542	0.0084	300.1	4.8	377.8	18.9	300.1	4.8
CPL-67	511.25	0.56	21.1961	0.0175	0.0531	0.0088	297.2	5.1	333.2	19.8	297.2	5.1
CPL-66	367.71	0.73	20.4471	0.0169	0.0526	0.0110	307.8	5.1	313.6	24.8	307.8	5.1
CPL-65	528.59	0.93	21.1066	0.0179	0.0520	0.0101	298.4	5.2	285.9	23.0	298.4	5.2
CPL-64	356.16	0.79	19.5482	0.0191	0.0529	0.0119	321.6	6.0	325.6	26.9	321.6	6.0
CPL-63	868.39	0.96	20.5384	0.0183	0.0523	0.0088	306.5	5.5	298.2	20.0	306.5	5.5
CPL-62	514.53	0.63	20.7891	0.0185	0.0532	0.0093	302.9	5.5	336.8	21.0	302.9	5.5
CPL-61	462.97	0.67	20.7429	0.0180	0.0531	0.0102	303.5	5.3	332.8	23.0	303.5	5.3
CPL-59	361.42	0.91	76.7999	0.0205	0.0495	0.0197	83.4	1.7	173.2	45.2	83.4	1.7
CPL-58	577.25	0.97	20.6860	0.0182	0.0525	0.0096	304.3	5.4	308.3	21.7	304.3	5.4
CPL-57	511.30	0.67	21.2256	0.0183	0.0525	0.0105	296.8	5.3	307.3	23.8	296.8	5.3
CPL-56	509.17	0.65	20.6781	0.0193	0.0526	0.0093	304.4	5.7	310.8	20.9	304.4	5.7
CPL-54	433.84	0.68	20.7374	0.0181	0.0518	0.0104	303.6	5.4	277.1	23.7	303.6	5.4
CPL-53	499.91	1.01	22.1505	0.0192	0.0527	0.0107	284.6	5.4	315.0	24.2	284.6	5.4
CPL-52	340.68	0.86	21.0744	0.0189	0.0531	0.0110	298.9	5.5	332.4	24.8	298.9	5.5
CPL-51	373.47	0.68	21.1693	0.0189	0.0528	0.0113	297.5	5.5	322.0	25.5	297.5	5.5
CPL-50	443.41	0.58	20.7678	0.0186	0.0519	0.0104	303.2	5.5	279.7	23.6	303.2	5.5
CPL-49	511.71	0.62	20.7738	0.0181	0.0532	0.0097	303.1	5.4	338.0	21.9	303.1	5.4
CPL-48	297.76	0.62	20.8933	0.0194	0.0528	0.0126	301.4	5.7	318.8	28.3	301.4	5.7
CPL-47	409.30	0.81	50.9212	0.0211	0.0484	0.0157	125.4	2.6	121.1	36.7	125.4	2.6
CPL-46	428.81	0.76	20.8770	0.0190	0.0531	0.0105	301.6	5.6	331.3	23.6	301.6	5.6
CPL-45	746.43	0.56	20.5377	0.0123	0.0530	0.0101	306.5	3.7	329.2	22.7	306.5	3.7
CPL-43	765.86	0.81	20.5911	0.0126	0.0524	0.0097	305.7	3.8	303.9	22.0	305.7	3.8
CPL-42	327.93	0.58	20.5821	0.0137	0.0529	0.0117	305.8	4.1	323.0	26.4	305.8	4.1
CPL-41	458.63	0.84	20.2032	0.0134	0.0522	0.0107	311.4	4.1	292.2	24.2	311.4	4.1
CPL-40	956.18	1.03	20.6455	0.0137	0.0526	0.0093	304.9	4.1	309.8	21.1	304.9	4.1
CPL-38	392.38	0.83	21.0035	0.0148	0.0513	0.0120	299.8	4.3	256.4	27.3	299.8	4.3
CPL-37	484.22	0.65	20.3441	0.0144	0.0523	0.0106	309.3	4.3	300.6	24.0	309.3	4.3
CPL-36	628.39	0.59	19.9051	0.0136	0.0521	0.0102	316.0	4.2	289.6	23.1	316.0	4.2
CPL-35	166.70	0.55	20.8814	0.0160	0.0526	0.0146	301.6	4.7	310.2	33.0	301.6	4.7
CPL-34	704.42	0.53	19.9621	0.0137	0.0524	0.0097	315.1	4.2	302.3	22.0	315.1	4.2
CPL-33	742.77	0.93	20.6862	0.0135	0.0525	0.0099	304.3	4.0	308.5	22.4	304.3	4.0
CPL-32	451.32	0.56	57.0663	0.0180	0.0480	0.0190	112.0	2.0	101.7	44.2	112.0	2.0
CPL-31	257.66	0.58	22.1780	0.0217	0.0532	0.0189	284.3	6.0	335.2	42.4	284.3	6.0
CPL-30	492.08	0.68	20.8867	0.0138	0.0528	0.0107	301.5	4.1	321.7	24.1	301.5	4.1
CPL-29	617.10	1.01	20.7845	0.0134	0.0528	0.0103	302.9	4.0	320.6	23.3	302.9	4.0
CPL-28	612.98	0.67	20.3169	0.0130	0.0527	0.0101	309.7	3.9	317.3	22.7	309.7	3.9
CPL-27	449.56	0.73	54.7983	0.0155	0.0482	0.0164	116.6	1.8	107.7	38.3	116.6	1.8
CPL-26	171.46	0.52	20.3549	0.0153	0.0550	0.0145	309.2	4.6	412.7	32.1	309.2	4.6
CPL-25	160.17	0.97	58.3091	0.0262	0.0481	0.0273	109.6	2.8	104.5	63.2	109.6	2.8
CPL-24	1149.79	1.06	21.3945	0.0195	0.0529	0.0099	294.5	5.6	323.5	22.3	294.5	5.6
CPL-23	830.88	0.97	20.6555	0.0204	0.0524	0.0107	304.8	6.1	301.3	24.2	304.8	6.1
CPL-22	294.44	0.67	19.6284	0.0199	0.0532	0.0134	320.3	6.2	337.9	30.0	320.3	6.2
CPL-21	1230.37	0.39	26.0057	0.0303	0.0540	0.0147	243.2	7.2	372.9	32.8	243.2	7.2
CPL-20	749.95	0.99	21.0268	0.0200	0.0532	0.0101	299.5	5.9	337.2	22.8	299.5	5.9
CPL-19	257.87	0.63	58.7522	0.0232	0.0481	0.0250	108.8	2.5	106.3	58.0	108.8	2.5
CPL-18	498.41	0.64	20.7101	0.0205	0.0515	0.0113	304.0	6.1	262.5	25.8	304.0	6.1
CPL-17	593.53	0.87	20.2880	0.0200	0.0529	0.0107	310.2	6.1	323.9	24.2	310.2	6.1
CPL-16	276.44	0.80	50.0559	0.0223	0.0464	0.0224	127.5	2.8	17.3	52.9	127.5	2.8
CPL-15	122.21	0.70	57.9993	0.0281	0.0491	0.0293	110.2	3.1	152.0	67.3	110.2	3.1
CPL-14	491.90	0.70	20.3807	0.0206	0.0521	0.0126	308.8	6.2	289.8	28.6	308.8	6.2
CPL-13	342.35	0.69	20.4847	0.0198	0.0529	0.0123	307.3	5.9	324.4	27.6	307.3	5.9
CPL-12	850.63	0.58	19.6985	0.0191	0.0526	0.0106	319.2	5.9	312.5	24.0	319.2	5.9
CPL-11	346.17	0.53	19.9228	0.0200	0.0521	0.0125	315.7	6.2	287.6	28.2	315.7	6.2
CPL-10	589.06	0.68	20.5875	0.0196	0.0528	0.0111	305.8	5.8	319.2	25.0	305.8	5.8
CPL-9	700.88	0.96	21.1404	0.0219	0.0562	0.0212	297.9	6.4	460.8	46.4	297.9	6.4
CPL-7	546.83	1.08	20.5207	0.0209	0.0525	0.0115	306.7	6.3	305.9	25.9	306.7	6.3
CPL-6	329.02	0.78	20.7045	0.0201	0.0542	0.0128	304.1	6.0	379.1	28.6	304.1	6.0
CPL-5	488.85	0.81	21.0022	0.0192	0.0520	0.0121	299.9	5.6	286.3	27.4	299.9	5.6
CPL-4	889.76	0.61	20.7114	0.0179	0.0537	0.0094	304.0	5.3	358.8	21.2	304.0	5.3
CPL-3	474.62	0.72	20.7301	0.0193	0.0529	0.0135	303.7	5.7	326.0	30.3	303.7	5.7
CPL-2	310.81	0.66	20.9001	0.0187	0.0534	0.0127	301.3	5.5	344.7	28.5	301.3	5.5
CPL-1	352.33	0.81	21.1194	0.0194	0.0519	0.0120	298.2	5.7	280.0	27.3	298.2	5.7
Muestra CPU												
1-CPU-28	125.55	0.11	11.9960	0.0182	0.0576	0.0106	516.2	9.0	514.5	23.2	516.2	9.0
1-CPU-27	271.69	1.03	35.3687	0.0176	0.0594	0.0155	179.7	3.1	582.9	33.4	179.7	3.1
1-CPU-25	187.92	0.59	59.3928	0.0250	0.0507	0.0243	107.6	2.7	225.3	55.1	107.6	2.7
1-CPU-24	162.95	0.93	20.9027	0.0213	0.0519	0.0157	301.3	6.3	282.0	35.5	301.3	6.3
1-CPU-23	422.23	0.81	59.9825	0.0204	0.0538	0.0180	106.6	2.2	362.5	40.1	106.6	2.2

1-CPU-22	152.95	0.82	50.1246	0.0220	0.0505	0.0284	127.3	2.8	218.1	64.5	127.3	2.8
1-CPU-21	658.48	0.88	59.3368	0.0196	0.0488	0.0142	107.7	2.1	136.3	33.0	107.7	2.1
1-CPU-19	608.20	0.63	377.7879	0.0318	0.0523	0.0348	17.0	0.5	300.2	77.4	17.0	0.5
1-CPU-18	369.50	0.99	58.5539	0.0219	0.0487	0.0169	109.2	2.4	135.8	39.2	109.2	2.4
1-CPU-17	567.78	0.44	57.1050	0.0331	0.0529	0.0266	111.9	3.7	322.5	59.3	111.9	3.7
1-CPU-16	458.80	0.75	20.9678	0.0193	0.0537	0.0116	300.3	5.7	356.9	26.0	300.3	5.7
1-CPU-15	261.85	0.71	58.4314	0.0225	0.0483	0.0195	109.4	2.4	116.0	45.3	109.4	2.4
1-CPU-14	846.94	1.09	59.8231	0.0202	0.0490	0.0116	106.9	2.1	147.6	27.0	106.9	2.1
1-CPU-13	614.73	0.58	20.1548	0.0222	0.0565	0.0124	312.2	6.8	472.2	27.3	312.2	6.8
1-CPU-12	746.61	0.52	56.6640	0.0199	0.0494	0.0131	112.8	2.2	168.0	30.3	112.8	2.2
1-CPU-11	198.51	0.54	56.9179	0.0241	0.0470	0.0227	112.3	2.7	51.2	53.2	112.3	2.7
1-CPU-10	359.35	1.06	59.5095	0.0241	0.0509	0.0171	107.4	2.6	238.1	38.9	107.4	2.6
1-CPU-8	1298.43	1.25	361.7511	0.0248	0.0458	0.0249	17.8	0.4	0.0	45.8	17.8	0.4
1-CPU-7	357.02	0.77	52.1311	0.0232	0.0476	0.0173	122.5	2.8	81.4	40.5	122.5	2.8
1-CPU-6	1029.26	0.95	52.0025	0.0217	0.0474	0.0123	122.8	2.6	71.6	29.0	122.8	2.6
1-CPU-5	136.76	0.44	343.4183	0.0477	0.0460	0.0733	18.7	0.9	0.0	166.8	18.7	0.9
1-CPU-4	326.39	0.67	54.0076	0.0236	0.0484	0.0187	118.3	2.8	119.1	43.5	118.3	2.8
1-CPU-3	315.99	0.55	21.1461	0.0217	0.0523	0.0135	297.9	6.3	300.7	30.4	297.9	6.3
1-CPU-2	832.80	1.23	350.0104	0.0269	0.0529	0.0288	18.4	0.5	322.6	64.2	18.4	0.5
1-CPU-1	291.16	0.56	353.9023	0.0366	0.0723	0.0457	18.2	0.7	993.0	90.2	18.2	0.7
2-CPU-48	343.35	2.52	20.0868	0.0160	0.0530	0.0110	313.1944	4.9	327.1	24.9	313.2	4.9
2-CPU-47	683.82	0.36	20.7181	0.0156	0.0526	0.0100	303.8725	4.6	310.1	22.7	303.9	4.6
2-CPU-46	93.61	1.06	20.9754	0.0164	0.0528	0.0112	300.2310	4.8	318.2	25.3	300.2	4.8
2-CPU-45	666.91	0.45	20.8500	0.0156	0.0522	0.0111	301.9954	4.6	296.3	25.1	302.0	4.6
2-CPU-44	191.03	0.81	75.3456	0.0208	0.0625	0.0211	84.9951	1.8	692.9	44.3	85.0	1.8
2-CPU-43	408.68	0.77	21.0452	0.0157	0.0525	0.0100	299.2573	4.6	305.8	22.7	299.3	4.6
2-CPU-42	425.62	0.70	21.5087	0.0160	0.0514	0.0119	292.9539	4.6	257.3	27.2	293.0	4.6
2-CPU-41	291.28	0.80	20.7160	0.0157	0.0522	0.0105	303.9025	4.7	296.2	23.9	303.9	4.7
2-CPU-40	577.39	0.49	58.1722	0.0166	0.0483	0.0149	109.8744	1.8	115.2	34.9	109.9	1.8
2-CPU-39	900.79	0.53	21.0822	0.0162	0.0520	0.0119	298.7451	4.7	287.4	26.9	298.7	4.7
2-CPU-38	501.26	0.15	20.5420	0.0162	0.0526	0.0117	306.4174	4.8	309.6	26.4	306.4	4.8
2-CPU-37	1109.28	0.44	20.4182	0.0158	0.0531	0.0099	308.2313	4.7	334.0	22.4	308.2	4.7
2-CPU-36	53.52	0.54	20.3286	0.0156	0.0586	0.0113	309.5577	4.7	551.3	24.5	309.6	4.7
2-CPU-35	808.75	0.34	55.1877	0.0155	0.0498	0.0096	115.7633	1.8	187.9	22.1	115.8	1.8
2-CPU-34	786.78	0.58	20.2235	0.0160	0.0523	0.0098	311.1289	4.9	299.2	22.3	311.1	4.9
2-CPU-33	1971.41	0.24	34.6752	0.0209	0.0579	0.0076	183.2784	3.8	526.0	16.6	183.3	3.8
2-CPU-32	940.09	0.40	21.8093	0.0215	0.0685	0.0168	289.0050	6.1	882.7	34.4	289.0	6.1
2-CPU-31	143.35	0.73	58.4620	0.0218	0.0488	0.0133	109.3342	2.4	136.5	31.1	109.3	2.4
2-CPU-30	543.48	0.38	50.9791	0.0213	0.0485	0.0119	125.2278	2.6	124.3	27.7	125.2	2.6
2-CPU-29	774.00	1.00	22.8338	0.0220	0.0528	0.0091	276.3121	5.9	321.2	20.6	276.3	5.9
2-CPU-28	226.30	0.86	20.6215	0.0206	0.0521	0.0082	305.2638	6.1	289.7	18.6	305.3	6.1
2-CPU-27	69.17	0.87	57.8224	0.0223	0.0480	0.0103	110.5334	2.4	100.2	24.3	110.5	2.4
2-CPU-26	276.14	1.58	351.0030	0.0306	0.0470	0.0311	18.3396	0.6	49.4	72.6	18.3	0.6
2-CPU-25	1142.53	0.49	60.6496	0.0231	0.0480	0.0165	105.4227	2.4	99.3	38.7	105.4	2.4
2-CPU-24	221.63	0.20	386.0647	0.0375	0.0599	0.0424	16.6762	0.6	598.9	89.2	16.7	0.6
2-CPU-22	211.15	0.20	275.9112	0.0337	0.0470	0.0599	23.3218	0.8	51.5	137.1	23.3	0.8
2-CPU-21	582.37	0.28	21.0595	0.0228	0.0688	0.0112	299.0593	6.7	892.4	22.9	299.1	6.7
2-CPU-20	304.79	1.27	34.7686	0.0128	0.0506	0.0106	182.7926	2.3	221.9	24.4	182.8	2.3
2-CPU-18	1515.09	0.40	54.2225	0.0118	0.0476	0.0106	117.8052	1.4	77.3	25.0	117.8	1.4
2-CPU-17A	528.50	1.01	54.6631	0.0149	0.0494	0.0151	116.8643	1.7	164.5	35.0	116.9	1.7
2-CPU-15	854.05	0.35	344.7574	0.0237	0.1014	0.0272	18.6713	0.4	1650.4	49.7	18.7	0.4
2-CPU-14	803.77	1.11	57.5012	0.0140	0.0510	0.0128	111.1456	1.5	239.9	29.2	111.1	1.5
2-CPU-13	479.99	0.67	51.0233	0.0178	0.0482	0.0199	125.1203	2.2	110.0	46.3	125.1	2.2
2-CPU-12	1392.94	0.67	55.7425	0.0120	0.0487	0.0081	114.6213	1.4	133.9	19.0	114.6	1.4
2-CPU-11	388.96	0.82	51.6824	0.0206	0.0489	0.0246	123.5400	2.5	141.1	56.7	123.5	2.5
2-CPU-10	525.42	0.32	338.4666	0.0261	0.0486	0.0467	19.0179	0.5	129.4	106.3	19.0	0.5
2-CPU-9	215.75	0.20	57.1930	0.0124	0.0483	0.0117	111.7393	1.4	115.4	27.4	111.7	1.4
2-CPU-8	212.92	1.70	350.9140	0.0219	0.0504	0.0361	18.3442	0.4	212.4	81.6	18.3	0.4
2-CPU-7	429.37	0.48	21.1052	0.0116	0.0548	0.0078	298.4271	3.4	402.9	17.3	298.4	3.4
2-CPU-6	1162.24	0.46	21.0762	0.0129	0.0527	0.0108	298.8279	3.8	315.3	24.4	298.8	3.8
2-CPU-5	1965.10	0.49	59.1187	0.0211	0.0504	0.0257	108.1299	2.3	212.8	58.5	108.1	2.3
2-CPU-4	2041.45	0.47	21.1393	0.0115	0.0525	0.0072	297.9558	3.3	305.2	16.2	298.0	3.3
2-CPU-3	298.13	0.78	21.0519	0.0133	0.0508	0.0097	299.1642	3.9	229.9	22.3	299.2	3.9
2-CPU-2	391.96	0.33	21.3012	0.0131	0.0524	0.0093	295.7423	3.8	302.5	21.1	295.7	3.8
2-CPU-1	595.62	0.19	56.4720	0.0130	0.0545	0.0102	113.1534	1.5	389.8	22.7	113.2	1.5
Análisis descartados												
PSZ1-21	615.94	1.63	57.4166	0.1385	0.0586	0.0249	111.3	15.3	551.2	53.5	111.3	15.3
PSZ1-4	5187.56	1.66	22.1211	0.0298	0.4950	0.0100	285.0	8.3	4226.4	14.7	285.0	8.3
1-CPU-26	36.46	0.45	39.5288	0.0490	0.7374	0.0124	161.1	7.8	4805.4	17.7	161.1	7.8
1-CPU-20	262.84	0.80	196.1698	0.2205	0.1086	0.0630	32.8	7.2	1775.9	110.7	32.8	7.2

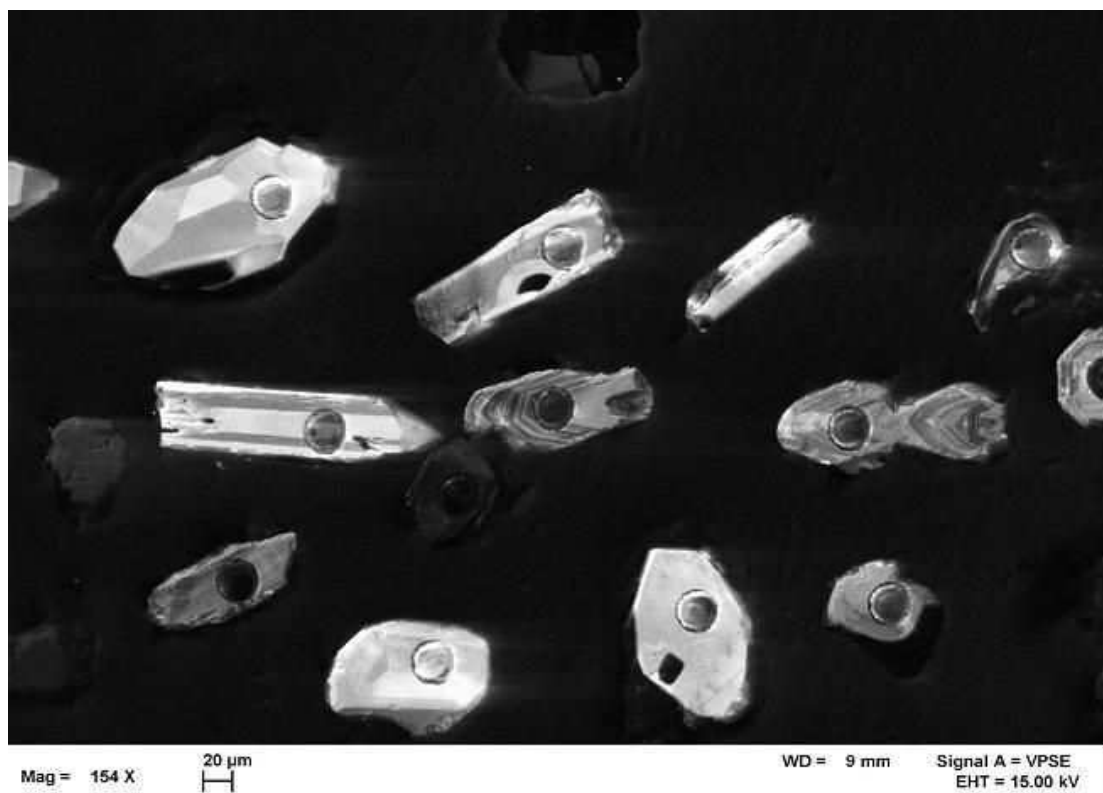


Figura 9.1. Imagen por cátodoluminiscencia de una porción de los circones de la muestra CPU donde se observa el diámetro de los puntos de ablación no mayor a 30 nm.