

Tesis Doctoral

Estructura, distribución y control temporal de las etapas pre- y proto-andinas que afectaron a la faja plegada y corrida de Malargüe (35°30' - 37°)

Fennell, Lucas Martín

2017-03-17

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:

Fennell, Lucas Martín. (2017-03-17). Estructura, distribución y control temporal de las etapas pre- y proto-andinas que afectaron a la faja plegada y corrida de Malargüe (35°30' - 37°). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Fennell, Lucas Martín. "Estructura, distribución y control temporal de las etapas pre- y proto-andinas que afectaron a la faja plegada y corrida de Malargüe (35°30' - 37°)". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2017-03-17.

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

Estructura, distribución y control temporal de las etapas pre- y proto-andinas que afectaron a la faja plegada y corrida de Malargüe (35°30' - 37°S).

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

Lucas Martín Fennell

Directores: Andrés Folguera Telichevsky
Maximiliano Naipauer
Consejero de estudios: Andrés Folguera Telichevsky

Lugar de Trabajo: Instituto de Estudios Andinos don Pablo Groeber
Buenos Aires, 2016

Fecha de defensa: 17 de Marzo de 2017

Estructura, distribución y control temporal de las etapas pre- y proto-andinas que afectaron a la faja plegada y corrida de Malargüe (35°30' - 37°S).

Resumen

La configuración actual de los Andes es producto de una serie de procesos que han afectado conjuntamente al margen occidental sudamericano desde la ruptura del supercontinente de Pangea hasta la actualidad. Sin embargo, la intensidad con que se manifiestan a lo largo de los Andes es disímil y depende de una multiplicidad de factores (orientación del margen, rigidez, colisión de rasgos oceánicos, etc). Mediante el reconocimiento, determinación temporal y posterior análisis de la geometría y composición de las secciones sinorogénicas se puede determinar la migración hacia el antepaís del frente orogénico. Dicha migración es la responsable de la exhumación de distintos sistemas montañosos a su paso, flexionando la litósfera y generando un espacio variable de acomodación para los detritos del área montañosa. Por otro lado, mediante el estudio de los depósitos sinextensionales, se analiza la estructura previa a las etapas contraccionales así como los períodos en los cuales la cuña orogénica se desestabilizó extensionalmente, deprimiendo la topografía y generando profundos depocentros.

Los datos aportados por esta tesis señalan que la historia geológica de la faja plegada y corrida de Malargüe tiene un grado de complejidad mayor que el que los modelos previos preveían. Una sucesión de períodos de estructuración y desestabilización ocurridos desde los inicios del ciclo Andino ligados a distintos procesos geodinámicos, serían responsables de los distintos ciclos sedimentarios, magmáticos y deformacionales que conllevaron a la fisionomía actual de la faja.

Palabras claves: Sinorogénico, Sinextensional, Antepaís, Geodinámico, Cuenca Neuquina

Structure, distribution and temporal control of the pre- and proto-Andean deformational phases that affected the Malargüe fold and thrust belt (35°30'-37°S)

Abstract

The Present Andean configuration is the result of a series of processes that have acted superimposed since the Pangea breakup until Present times. However, their intensity has been variable through the Pacific subduction zone, depending on a multiplicity of factors such as margin orientation, crustal rigidity, subduction of highly buoyant oceanic features, etc. From the analyses of the synorogenic sections and particularly from their geometry, composition and temporal determination, the orogenic front evolution could be discerned. This has exhumed different mountain systems when expanding to the foreland area, flexing the non-deformed frontal crust where detritus with Andean provenance have accumulated. On the other hand, recognition and analysis of synextensional depocenters produced either previously to contractional stages or during the constructional processes determining deep depocenters, could shed light to the complete evolutionary pattern.

The data provided by this thesis indicate that the geological history of the Malargüe fold and thrust belt has a greater degree of complexity compared to previous models. A succession of contractional and destabilizations periods occurred since the beginning of the Andean cycle linked to different geodynamic processes would be the responsible for the different sedimentary, magmatic and deformational cycles that grant this belt its present physiognomy.

Key words: Synorogenic, Synextensional, Foreland, Geodynamic, Neuquén Basin

1.	INTRODUCCIÓN	5
1.1.	OBJETIVOS	5
1.2.	UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
1.3.	ANTECEDENTES	8
1.4.	MARCO GEOLÓGICO.....	9
1.5.	METODOLOGÍA	21
1.6.	ORGANIZACIÓN Y RESUMEN GENERAL DE LA TESIS	22
2.	CONTROL TEMPORAL DE LA APERTURA DE LA CUENCA NEUQUINA A PARTIR DE NUEVAS DATACIONES U-PB SHRIMP EN EL CICLO PRECUYANO DEL DEPOCENTRO CARA CURA-REYES	26
2.1.	INTRODUCCIÓN.....	26
2.2.	MARCO GEOLÓGICO.....	29
2.3.	DEPOCENTRO CARA CURA – REYES	35
2.4.	ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA JURÁSICA DEL DEPOCENTRO CARA CURA-REYES ..	37
2.5.	EDAD DEL CICLO PRECUYANO EN EL DEPOCENTRO CARA CURA-REYES	49
2.6.	INFORMACIÓN DE SUBSUELO	52
2.7.	DISCUSIÓN.....	54
2.8.	CONCLUSIONES.....	65
3.	DEFORMACIÓN CRETÁCICA TARDÍA EN LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE A PARTIR DE LA IDENTIFICACIÓN DE ESTRATOS DE CRECIMIENTO EN EL GRUPO NEUQUÉN.....	67
3.1.	INTRODUCCIÓN.....	67
3.2.	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	69
3.3.	ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO NEUQUÉN	72
3.4.	ESTUDIOS REALIZADOS EN EL GRUPO NEUQUÉN.....	74
3.5.	DISCUSIÓN.....	89
3.6.	CONCLUSIONES.....	101
4.	INTERRUPCIONES EXTENSIONALES DURANTE EL DESARROLLO DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE (35°30' – 37°S).....	103
4.1.	INTRODUCCIÓN.....	103
4.2.	VOLCANISMO CENOZOICO DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	106
4.3.	CUENCAS EXTENSIONALES CENOZOICAS DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE	111
4.4.	ESTRUCTURA DE LA CORTEZA SUPERIOR	128
4.5.	DISCUSIÓN.....	134
4.6.	CONCLUSIONES.....	140
5.	DISCUSIÓN GENERAL.....	142

6. CONCLUSIONES GENERALES.....	146
7. BIBLIOGRAFÍA.....	149
ANEXO	185

1. Introducción

1.1. Objetivos

El objetivo principal de la tesis apunta a generar, a partir de una extensa compilación de la información preexistente y datos inéditos (de campo, geocronológicos, etc), un modelo evolutivo del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe que contemple aspectos estructurales, tectónicos y geodinámicos, haciendo énfasis en la historia pre-miocena y remontándose hasta los inicios del ciclo Andino. Este objetivo será abordado a partir de una serie de objetivos específicos, los cuales hacen foco en una fase de deformación determinada, y serán desarrollados en cada uno de los capítulos que componen a esta tesis.

El primero de los objetivos específicos es el de comprender los estadios iniciales del ciclo andino en el sur de Mendoza, representado por unidades de las cuales existen escasas descripciones y dataciones, y cuyo contexto tectónico y geodinámico no se encuentra del todo esclarecido. Para ello, se describirán las complejas geometrías presentes en las secciones triásicas superiores a jurásicas inferiores que se exponen en uno de los depocentros de la faja plegada y corrida de Malargüe. El objetivo es encontrar evidencias de campo que muestren el desarrollo de acumulación sinextensional durante el período de *rifting* del Triásico superior-Jurásico inferior, y que ayuden a comprender su pasaje hacia una etapa de acumulación dentro de una cuenca de retroarco. Con posterioridad, se perfilarán las secciones en donde se identificó el desarrollo potencial de geometrías sinextensionales, con el objeto de caracterizar y datar por U-Pb las mismas. De esta forma se espera reconstruir la arquitectura extensional y estudiar su relación con los depósitos de sinrift y post-rift, con el fin de analizar las causas locales de la extensión dentro de un contexto de ruptura del supercontinente de Pangea.

Otro objetivo de esta tesis es discutir los modelos evolutivos de la faja plegada y corrida de Malargüe, haciendo foco en su primera fase de estructuración y generación de la primera cuenca de antepaís a estas latitudes. Para ello, se analizarán las secciones proximales del Cretácico superior con el fin de encontrar evidencias concluyentes que avalen un primer pulso de crecimiento de la faja de Malargüe. Estas evidencias se complementarán con análisis U-Pb de procedencia en circones para obtener su edad máxima de sedimentación y conocer sus áreas fuente, y estudios estructurales para dilucidar la morfología de la faja y las estructuras y cuencas activas en el Cretácico tardío. Además, se realizará una comparación con estudios termocronológicos y de procedencia existentes en la zona, para comprender la dinámica del levantamiento de la faja y los cambios en sus áreas de procedencia durante su desarrollo. Como objetivo final se buscará redefinir el frente orogénico cretácico superior, e insertarlo dentro de

un contexto geodinámico que explique la deformación, el magmatismo y la sedimentación durante este período.

Finalmente, se trabajará en el período comprendido entre la fase de deformación del Cretácico tardío y la del Mioceno en la faja plegada y corrida de Malargüe. Si bien este período es poco conocido, evidencias geoquímicas y termocronológicas indican que este habría constituido un período de soterramiento de las estructuras debido a un régimen extensional asociado a anomalías astenosféricas. Para ello, se analizarán las rocas volcánicas emplazadas durante el mismo, ubicadas en cuencas en la zona del arco y del retroarco, con el objeto de analizar posibles geometrías que revelen su mecánica de acumulación. En aquellas secciones en donde se han reconocido geometrías de crecimiento, se intentará obtener un control geocronológico a partir de dataciones U-Pb, con el fin de enmarcarlas dentro de un contexto regional. Se realizará una sección estructural a lo largo de una transecta que une ambos sectores, para poder realizar un análisis estructural y evolutivo de la faja durante este período, y de esa manera poder vincular la apertura de estas cuencas a procesos tectónicos y geodinámicos.

El objetivo final es construir una secuencia evolutiva de este sector que muestre la mecánica de construcción del frente orogénico a través de las distintas fases en las cuales se desarrolló y las eventuales interrupciones y áreas potencialmente colapsadas (deprimidas extensionalmente). Se espera así determinar la geometría del área orogénica variable en el tiempo y su relación con el contexto tectónico y geodinámico regional.

1.2. Ubicación del área de estudio

El área de estudio de la presente tesis doctoral se encuentra enmarcada geográficamente en el sur de la provincia de Mendoza, entre los 35°30' y los 37°S, acotada a una faja longitudinal que abarca desde el límite internacional argentino-chileno hasta los 69°O (Fig. 1.1).

Esta zona se encuentra atravesada de norte a sur por la Ruta Nacional 40, la cual a la altura de Bardas Blancas empalma con la Ruta Nacional 145, la que permite el acceso al sector netamente cordillerano hacia el oeste y a los dos cruces internacionales con Chile, los pasos Pehuenche y Vergara (Fig. 1.1). Una gran cantidad de caminos secundarios y de poblados hacen de esta una zona accesible para trabajar, cuya limitación principal es la falta de agua en los sectores alejados de la alta cordillera (Fig. 1.1). Tres ríos principales recorren la zona, entre los cuales se destaca el Río Grande, el cual cuenta con una gran cantidad de afluentes desde sus nacientes en la zona del volcán Peteroa hasta su confluencia con el Río Barrancas, a partir del cual se forma el Río Colorado. Este volcán constituye uno de los tres centros volcánicos con actividad holocena presentes en la región, junto con los campos volcánicos de la Payenia y de las Lagunas del Maule (Fig. 1.1). Las latitudes que unen el volcán Peteroa y el Río Malargüe constituyen el

límite geográfico norte de la zona de estudio, mientras que el río Barrancas representa el límite geográfico sur (Fig. 1.1).

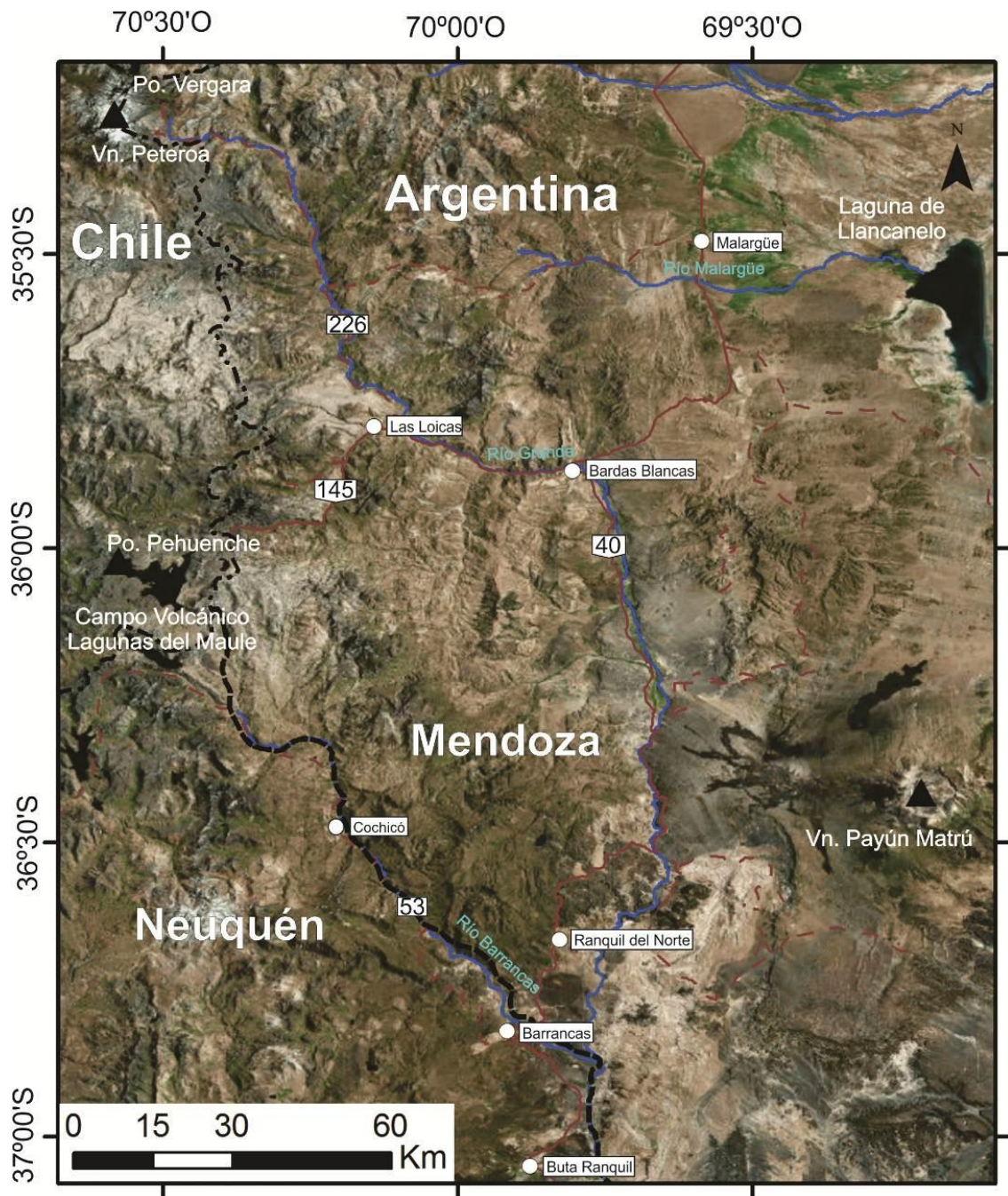


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio en el sur de la provincia de Mendoza con sus características geográficas y demográficas principales.

La presencia de grandes ríos atravesando la región y la ausencia de espesa vegetación hacen de esta una zona con un excelente nivel de exposición, el que permite observar un espectro temporal de más de 200 millones de años de duración. Su ubicación dentro de un orógeno activo lleva a que su historia geológica continúe escribiéndose en la actualidad, a través de procesos

tectónicos como la sismicidad y el volcanismo. Enriquecer esta evolución es el objetivo principal de esta tesis, primero asentando el estado del conocimiento actual, repasando el trabajo de los científicos que transitaron la región a través de un rico historial que congregó a geólogos clásicos, quienes a partir de sus observaciones han sentado las bases de su geología.

1.3. Antecedentes

La obra de Groeber (1929, 1933) es sin lugar a dudas la piedra fundamental del conocimiento de la zona, a partir de la cual se fueron construyendo los cimientos de su historia geológica a través de sucesivas campañas y nuevas observaciones, plasmadas finalmente en su obra maestra (Groeber, 1946, 1947). Las detalladas descripciones de este geólogo, complementadas con una fuerte base paleontológica, lo llevaron a realizar precisas determinaciones de pisos estratigráficos en las regiones de Mendoza y Neuquén. A partir de éstos se definieron secuencias bioestratigráficas, que serían la base de la estratigrafía de la región, luego de las cuales se desarrollaron gran cantidad de trabajos de detalle que contribuyeron a la determinación de la edad de las diferentes unidades aflorantes (Leanza, 1947, 1981; Riccardi, 1984). Además, Groeber (1929, 1946, 1947) detectó la presencia de discordancias entre las unidades y describió las estructuras principales de la cordillera a estas latitudes, a partir de las cuales logró reconstruir las fases tectónicas que habrían contribuido al levantamiento de la Cordillera de los Andes (Groeber, 1951).

Este proceso estuvo acompañado y potenciado luego por el interés de la industria del petróleo, la cual a través de diferentes comisiones geológicas realizó estudios de las estructuras prospectables en la zona, convirtiendo a esta región en una de las áreas productoras de petróleo más importantes del país (ver Uliana *et al.*, 1995).

Estos estudios se vieron enriquecidos gracias al cambio de paradigma hacia la tectónica de placas que experimentaron las ciencias de la tierra y al advenimiento de la estratigrafía secuencial, a partir de los cuales se agruparon a todos estos depósitos dentro de una cuenca de retroarco de edad mesozoica conocida como la cuenca Neuquina (Ramos, 1978). La misma habría sido rellenada por una serie de secuencias representando las distintas etapas de subsidencia de esta cuenca: una fase de subsidencia mecánica, seguida por una subsidencia térmica con eventos de convergencia oblicua y finalmente una fase de subsidencia por carga orogénica (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Manceda y Figueroa, 1995; Legarreta y Uliana, 1996, entre otros).

Complementando este nivel de conocimiento geológico con los nuevos avances tecnológicos, sobre todo en los campos de la geofísica, geocronología, geoquímica y sensoramiento remoto, se llegó al estado de conocimiento actual, sobre el cual se basaron los estudios llevados a cabo

en esta tesis. Si bien cada capítulo tiene un marco geológico propio, a continuación se llevará a cabo un repaso de los aspectos generales de la zona, haciendo énfasis en las fases tectónicas acaecidas desde el inicio del ciclo andino, hace aproximadamente unos 200 millones de años atrás.

1.4. Marco geológico

La zona de estudio forma parte de la Cordillera de los Andes, un orógeno de subducción con una historia geológica que presenta grandes diferencias a lo largo de sus más de 7000 kilómetros de extensión, motivo por el cual ha sido dividido en los Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur (Fig. 1.2a) (Gansser, 1973). La zona de estudio se ubica en los Andes Centrales, más específicamente dentro de su sector sur, la cual se encuentra comprendida entre las dorsales asísmica de Juan Fernández y sísmica de Chile (Fig. 1.2a) (Ramos, 1999a). A lo largo de la tesis, la misma será referida como los Andes Centrales del Sur, denominación informal que se usa para referirse a este sector de la cordillera, caracterizado por un arco volcánico activo y una zona de Benioff que inclina unos 30°, producto de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana a una velocidad de aproximadamente 7,3 cm/año (Farias *et al.*, 2010).

Teniendo en cuenta la subdivisión realizada por Mpodozis y Ramos (1989) y Tassara y Yañez (2003) de las principales provincias morfoestructurales, esta zona se encuentra comprendida en la provincia geológica de Cordillera Principal, definida por Yrigoyen (1972) (Fig. 1.2b).

La Cordillera Principal comprende al área cordillerana delimitada por los depósitos marinos jurásicos y cretácicos, los cuales son testigo de la transgresión del Océano Pacífico sobre el territorio Argentino durante el Mesozoico (Yrigoyen, 1972). Ramos (1996) distinguió tres sectores diferentes en esta provincia geológica: el sector sanjuanino, caracterizado por el desarrollo de la faja plegada y corrida de La Ramada, el sector normendocino, el cual comprende a la faja plegada y corrida del Aconcagua, y un sector sur, el cual abarca la cordillera entre el río Diamante y el río Agrio, en las provincias de Neuquén y Mendoza (Fig. 1.3a). En este último sector, la deformación andina originó a la faja plegada y corrida de Malargüe, uno de los segmentos estructurales principales de la provincia de Mendoza, y en cuyo sector sur hace foco esta tesis (Fig. 1.3b)

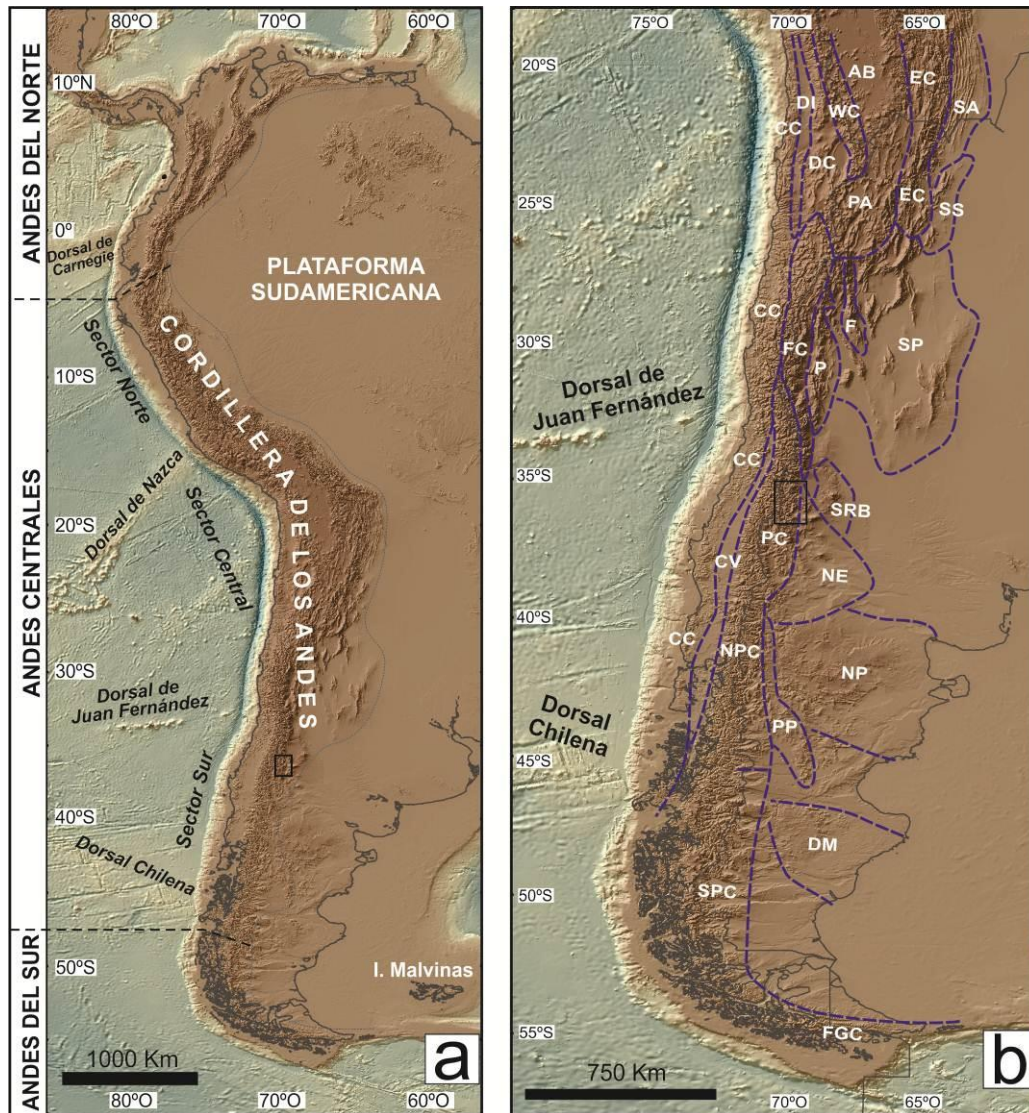


Figura 1.2. A) Subdivisión de la cordillera de los Andes en los Andes del Norte, Centrales y del Sur (Gansser, 1973 y Ramos, 1999a). B) Provincias morfoestructurales principales en las cuales se dividen los Andes argentino-chilenos desde los 20°S hacia su terminación a los 55°S (CC: Cordillera de la Costa; DI: Depresión intermedia; DC: Cordillera de Domeyko; WC: Cordillera Oriental; PA: Puna; AB: Altiplano Boliviano; EC: Cordillera Oriental; SA: Sierras Subandinas; SS: Sistema de Santa Bárbara; FC: Cordillera Frontal; P: Precordillera; F: Sistema de Famatina; SP: Sierras Pampeanas; CV: Valle Central; PC: Cordillera Principal; NE: Engolfamiento Neuquino; SRB: Bloque de San Rafael; NPC: Cordillera Norpatagónica; PP: Precordillera Patagónica; NP: Macizo Norpatagónico; SPC: Cordillera Surpatagónica; DM: Macizo del Deseado; FGC: Cordillera Fueguina). El área de estudio se encuentra ubicada dentro de los Andes Centrales, y forma parte de la provincia geológica de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1972). La misma se encuentra delimitada por un recuadro negro en ambas figuras, modificadas de Folguera *et al.* (2016).

La faja plegada y corrida de Malargüe fue definida por Kozłowski *et al.* (1993) como una faja plegada y corrida de piel gruesa de vergencia predominante oriental, la cual es fruto de la

inversión de hemigrábenes que se insertan sobre niveles de despegue pelíticos y evaporíticos de la cuenca Neuquina (Fig. 1.4), desarrollando abanicos de deformación epidérmica (Maceda y Figueroa, 1995) (Fig. 1.3b). A grandes rasgos, la geología de esta faja se encuentra subdividida en un basamento de edad paleozoica a triásica, el cual aflora en los núcleos de las grandes estructuras, mientras que las unidades mesozoicas, que corresponden al relleno de la cuenca Neuquina, se conservan adyacentes a estas estructuras. Luego, espesos depósitos cenozoicos registran la actividad del levantamiento andino más reciente, mientras que la espesa cobertura volcánica cenozoica revela una gran actividad magmática cubriendo toda la región (Fig. 1.3b). La geología de la Cordillera Principal surmendocina refleja los procesos tectónicos que forman parte del ciclo Andino a estas latitudes, resumidos en el cuadro estratigráfico de la figura 1.4, y separados por discordancias de importancia regional (Leanza, 2009). Esta sucesión de eventos se encuentran representados por unidades agrupadas dentro de una serie de cuencas: la cuenca Neuquina, de edad triásica superior a cretácica inferior, y las cuencas extensionales y sinorogénicas, que comprenden el lapso entre el Cretácico Superior y el presente (Fig. 1.4).

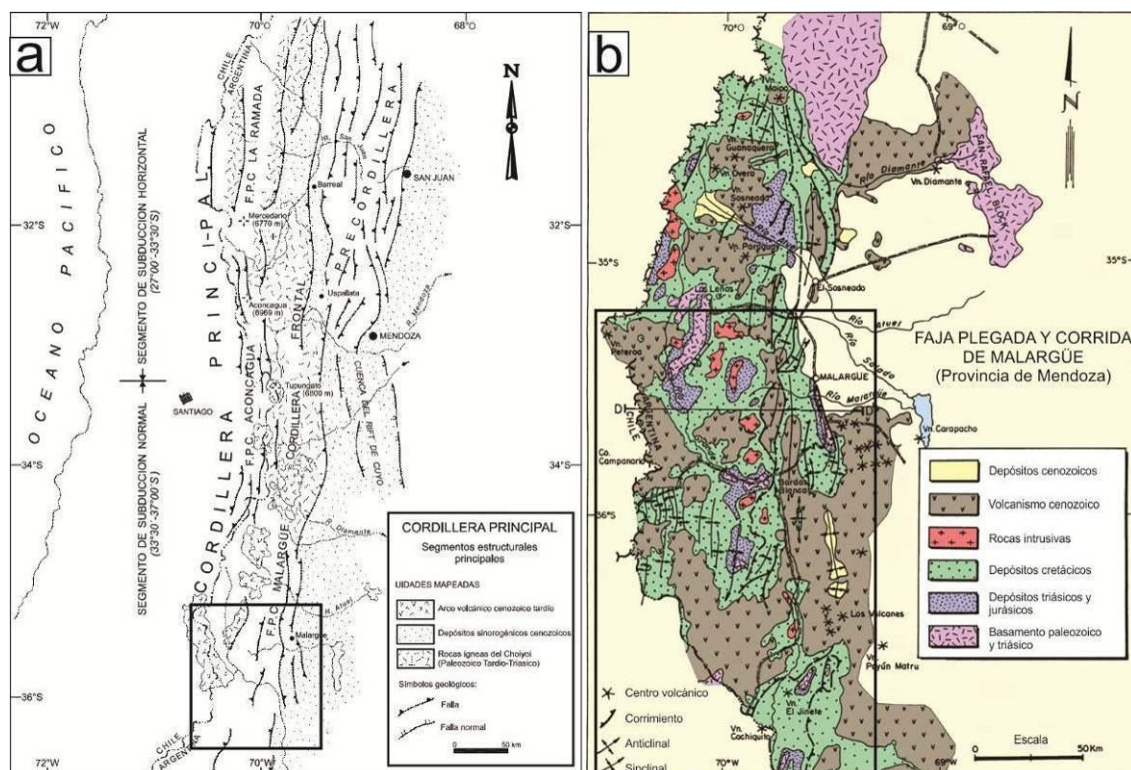


Figura 1.3. A) Segmentos estructurales principales en los cuales Ramos (1996b) divide a la Cordillera Principal (modificada de Ramos, 1999b). B) Aspectos generales de la geología y la estructura de la faja plegada y corrida de Malargüe (modificada de Kozłowski *et al.*, 1993). La zona de estudio abarca el sector sur de esta faja plegada y corrida, entre los 35°30' y los 37°S, la cual está marcada en ambas figuras con un recuadro negro.

Las unidades de la cuenca Neuquina se depositaron sobre un basamento perteneciente al Grupo Choiyoi, fruto del colapso extensional del Orógeno Gondwánico durante el Pérmico tardío y el Triásico Temprano (Fig. 1.4) (Mpodozis y Kay, 1992; Llambías *et al.*, 2003; Martínez y Giambiagi, 2010; Sato *et al.*, 2015). Esta cuenca tuvo su inicio como una serie de depocentros aislados, dentro de los cuales predominaba la actividad volcánica, fluvial y lacustre, cuyos sedimentos fueron agrupados dentro del ciclo Precuyano en toda la cuenca (Carbone *et al.*, 2011), representado en el sur de Mendoza por las formaciones Remoredo (Groeber *et al.*, 1953; Stipanovic, 1966), El Freno y la sección inferior de Puesto Araya (Legarreta y Gulisano, 1989; Lanés *et al.*, 2008, 2013) (Fig. 1.4). Este primer ciclo de sedimentación representa la etapa de sinrift de la cuenca neuquina, cuyos cambios en el espacio de acomodación estuvieron regidos por subsidencia mecánica entre el Rhaetiano y el Sinemuriano (Legarreta y Uliana, 1996).

El período de acumulación subsiguiente registra condiciones de coalescencia de los depocentros originales, dentro de los cuales se desarrolló el ciclo marino transgresivo-regresivo del Grupo Cuyo (Fig. 1.4). La incursión del paleo-Océano Pacífico en el Pliensbachiano indica el inicio de la etapa de post-rift en la cuenca, controlada por subsidencia térmica, oscilaciones del nivel del mar y eventos transpresivos debido a la convergencia oblicua (Manceda y Figueroa, 1995; Legarreta y Uliana, 1996). El mismo comienza con la sección superior de la Formación Puesto Araya representando el inicio de la transgresión marina, la cual llega a su *climax* con la depositación de las pelitas negras de la Formación Tres Esquinas (Fig. 1.4) (Legarreta y Gulisano, 1989; Lanés *et al.*, 2008). Estas pelitas engranan lateralmente con facies de plataforma dominada por olas y facies de playa, denominadas Formación Bardas Blancas (Gulisano, 1981), sobre las cuales progradan facies deltaicas y fluviales de la Formación Lajas, indicando el inicio de la retracción del mar en la región. Este ciclo llega a su fin a mediados del Calloviano, cuando se depositan las evaporitas de las formaciones Calabozo y Tábanos, esta última representando el primer episodio de desecación de la cuenca (Gulisano y Gutiérrez Pliemling, 1994).

Un segundo pulso de inundación da inicio a un nuevo ciclo marino transgresivo-regresivo en el sur de Mendoza, desarrollado entre el Calloviano y el Oxfordiano y representado por el Grupo Lotena (Legarreta y Gulisano, 1989). Este grupo comienza con las arenas de la Formación Lotena, sobre las cuales se desarrolló una plataforma carbonática debido al ascenso global del nivel del mar, cuyo registro lo constituyen las calizas de la Formación La Manga (Fig. 1.4). Un importante evento de desecación ocurre en toda la cuenca a fines del Oxfordiano, depositando los yesos de la Formación Auquilco y dando por terminado este segundo ciclo de sedimentación marina (Fig. 1.4) (Legarreta y Uliana, 1996).

Por encima, en discordancia, comienza la depositación del Grupo Mendoza, el cual tiene a la Formación Tordillo como unidad basal, representando una depositación dentro de un ambiente

continental durante un nivel de mar alto en el Kimmeridgiano (Fig. 1.4) (Legarreta y Uliana, 1996). A este le siguen dos períodos de sedimentación marina separados por una caída en el nivel del mar en el Valanginiano. Los depósitos dejados por esta nueva transgresión son conocidos como la Formación Vaca Muerta, unas pelitas negras ricas en fauna marina con edades que van desde el Titoniano hasta el Valanginiano temprano (Fig. 1.4) (Legarreta y Gulisano, 1989). Luego de una caída del nivel del mar en el Valanginiano tardío, representado por las calizas bioclásticas de la Formación Chachao, la sedimentación marina profunda se reanuda con la Formación Agrio (Legarreta y Uliana, 1991). Esta formación representa la última incursión del Océano Pacífico en el área, dejando como registro una alternancia de calizas y pelitas verdes entre el Hauteriviano y el Barremiano (Gulisano y Gutiérrez Pliemling, 1994). El fin de este ciclo marino transgresivo-regresivo lo marca la Formación Huitrín, cuyas arenas eólicas y depósitos evaporíticos de edad Aptiana constituyen la unidad basal del Grupo Bajada del Agrio (Uliana *et al.*, 1975; Méndez *et al.*, 1995). Su término superior lo constituye la Formación Rayoso, una unidad netamente continental cuyo techo se encuentra cepillado por la discordancia Patagónica, dando fin a la etapa de cuenca de retroarco en el Albiano (Fig. 1.4).

Una nueva etapa tectónica comienza en el Cenomaniano, en la cual la cuenca Neuquina pasa a constituir la cuenca de antepaís de los Proto-Andes, cuyos primeros depósitos se encuentran agrupados dentro de las areniscas continentales del Grupo Neuquén (Fig. 1.4) (Cazau y Uliana, 1973; Tunik *et al.*, 2010). Debido al levantamiento inicial del orógeno andino, las variaciones en el espacio de acomodación pasan a estar dominadas por subsidencia por carga, la cual habría gatillado, junto con la apertura del Océano Atlántico, la única transgresión marina Atlántica en la región. Esta tuvo lugar en el Maastrichtiano, con el inicio de la sedimentación del Grupo Malargüe, representado por las arenas, pelitas y evaporitas de la Formación Loncoche, y las calizas bioclásticas de la Formación Roca (Digregorio y Uliana, 1975; Barrio, 1990). Hacia fines del Daniano el mar se retrae y la sedimentación pasa a ser continental, a partir de la cual comenzó la depositación de las formaciones Pircala y Coihueco, cuya acumulación habría perdurado según trabajos recientes hasta el Eoceno medio (Horton *et al.*, 2016).

El fin del Grupo Malargüe marca el término de la sedimentación en la cuenca Neuquina, y el inicio de un período de no depositación de unos 20 Ma (Horton y Fuentes, 2016), durante el cual una serie de eventos magmáticos provocaron el emplazamiento de los productos volcánicos de las formaciones Molle y Palaoco (Fig. 1.4) (Groeber, 1946; González Díaz, 1979). Estos productos volcánicos constituirían el basamento de las cuencas sinorogénicas miocenas, cuyo relleno sería fruto del levantamiento del orógeno andino (Silvestro *et al.*, 2005; Silvestro y Atencio, 2009; Sagripanti *et al.*, 2011, 2012). Por último, un evento volcánico de características máficas se emplaza en la zona del retroarco, dominando el paisaje con sus depósitos y cubriendo gran parte de los afloramientos (Ramos y Folguera, 2011).

Edad			Grupo	Formación	Etapas tectónicas	Tipo de sedimentación											
Cenozoico	Neógeno		Sedimentación sinorogénica		ANTEPAIS	Continental											
			Molle/Palaoco			Volcánico											
Paleógeno			MALARGÜE	Pircala/Coihueco Roca Loncoche		Continental											
			NEUQUÉN				Marino										
			BAJADA DEL AGRIQ	Rayoso Huitrín			Continental										
Mesozoico	Cretácico	Tardío			Discordancia Patagónica												
							Temprano	MENDOZA	Agrio Chachao Vaca Muerta	RETROARCO CON DEFORMACIÓN DE INTRAPLACA	Marino						
												Tardío	LOTENA	Tordillo Auquileo La Manga Lotena	Discordancia Araucánica	Continental	
																	Medio
		Temprano	PRE-CUYO	Puesto Araya El Freno Remoredo	Discordancia Rioatuelica	RIFT											
							Triásico	CHOIYOI		COLAPSO EXTENSIONAL	Volcánico						
												Paleozoico	Pérmico			ORÓGENO GONDWÁNICO	

Figura 1.4. Cuadro estratigráfico representando el ciclo Andino en el sur de Mendoza, donde se observan las principales unidades, las superficies de despegue, las fases tectónicas separadas por discordancias y el tipo de sedimentación (modificado de Manceda y Figueroa, 1995, Leanza, 2009; Branellec *et al.*, 2016 y Naipauer y Ramos, 2016).

Si se analizan los diferentes ciclos sedimentarios a partir de las variaciones en el espacio de acomodación, su análisis a partir de curvas de subsidencia es muy útil para lograr comprender las etapas tectónicas que controlaron la sedimentación en la cuenca (Fig. 1.4). Horton y Fuentes (2016) presentaron una serie de curvas de subsidencia realizadas a partir de datos de pozos y de afloramiento en algunos de los depocentros principales de la faja plegada y corrida de Malargüe (Fig. 1.5a). Estos autores identifican 4 patrones de subsidencia diferentes: 1) Una acumulación coherente con una subsidencia extensional y post-extensional entre el Triásico Tardío y el Cretácico Temprano; 2) Un período de rápida acumulación en el Cretácico Tardío durante el

inicio del levantamiento Andino; 3) Acumulación lenta y la generación de una discordancia regional entre el Paleoceno y el Mioceno temprano; 4) Rápida acumulación de sedimentos asociada a la última fase de acortamiento de los Andes entre el Mioceno temprano y la actualidad. Durante la etapa de cuenca de antepaís, los períodos de rápida acumulación fueron relacionados al desarrollo de las fases de deformación andinas y la generación de espacio de acomodación en el retroarco, mientras que el período de lenta acumulación se asocia a un momento de quietud tectónica y *bypass* de sedimentos. Esto demostraría una historia compleja de fluctuación en la actividad tectónica, contrario a la mayoría de los modelos de orogénesis Andina. Sin embargo, si se observa con detenimiento la curva de subsidencia de la etapa previa a la estructuración andina, esta también muestra ciertas complejidades (Fig. 1.5b).

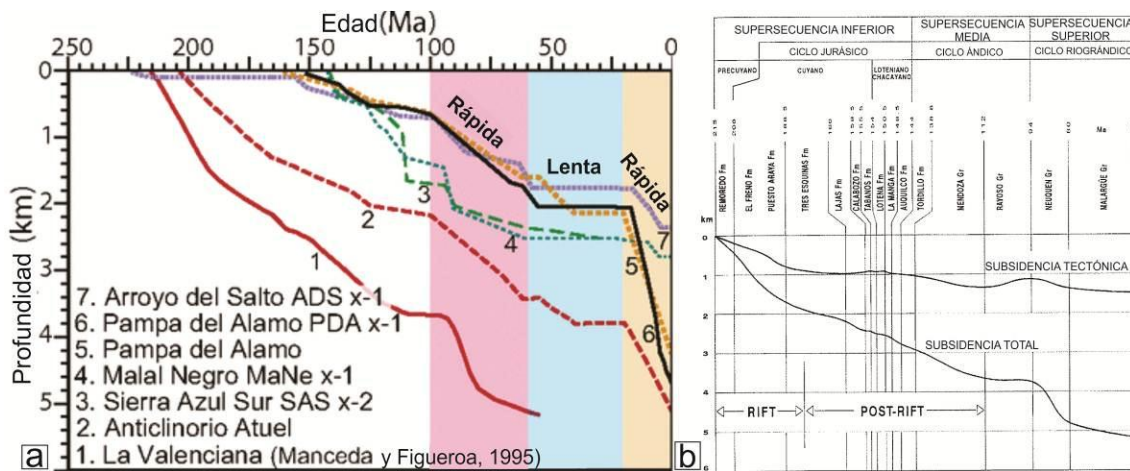


Figura 1.5. A) Curvas de subsidencia total realizadas en diferentes localidades de la faja plegada y corrida de Malargüe, las cuales muestran una alternancia de rápida y lenta acumulación durante la etapa de cuenca de antepaís (modificado de Horton y Fuentes, 2016). B) Curvas de subsidencia total y tectónica para el depocentro de La Valenciana, en donde se ven pequeñas perturbaciones durante la etapa de post-rift, atribuidas a deformación de intraplaca debido a la convergencia oblicua entre el Toarciano y el Albiano (modificado de Manceda y Figueroa, 1995).

Esta curva, realizada por Manceda y Figueroa (1995) en el depocentro de La Valenciana, muestra que una rápida subsidencia controlada por fallas normales acomodo espesas secuencias de sinrift entre el Hettangiano y el Toarciano. A Partir del Toarciano tardío se observa una desaceleración en la generación del espacio de acomodación, dando comienzo a una etapa de subsidencia regional de origen termal, la cual persistió hasta el Calloviano, cuando se produce una estabilización en el patrón de subsidencia. La reversión de este patrón ocurre a fines del Oxfordiano, marcado por el inicio de un evento diastrófico conocido como fase Araucánica, a partir del cual el descenso relativo del nivel del mar se vería reflejado por el levantamiento y erosión de áreas marginales al tiempo de la continentalización de la cuenca. Con posterioridad a

este diastrofismo, la cuenca reanuda su patrón de subsidencia regional, el cual se mantendría constante hasta el Albiano, donde estos autores observan una segunda reversión, atribuida al inicio de la deformación andina.

En los últimos años se han realizado diferentes estudios de procedencia sobre las unidades que componen a la cuenca Neuquina, los cuales se vieron enriquecidos con las dataciones U-Pb, tanto de circones ígneos primarios como detríticos. El aumento en la base de datos de edades U-Pb ha permitido a Naipauer y Ramos (2016) hacer una revisión de las áreas de procedencia y sus cambios en la evolución mesozoica de la cuenca, los cuales se han convertido en una herramienta poderosa a la hora de realizar interpretaciones paleogeográficas y tectónicas en las cuencas sedimentarias (Cawood *et al.*, 2012).

Según Naipauer y Ramos (2016), las áreas de procedencia en la fase de sinrift eran locales y fuertemente influenciadas por el volcanismo activo coetáneo con la actividad extensional. El Grupo Choiyoi, basamento de la cuenca y principal área de aporte de las secuencias de sinrift, aflora profusamente en toda el área, ya sea formando parte de los núcleos de las estructuras de la Cordillera Principal, o como bloques levantados al oeste en territorio chileno, al sur en la Patagonia, y al este, constituyendo el límite oriental de la cuenca Neuquina (Fig. 1.6) (Naipauer y Ramos, 2016).

Por otro lado, en la etapa de post-rift (*sag*) y de retroarco, dominadas por subsidencia termal, la fuente de los detritos son variables, teniendo al arco magmático activo como principal área de aporte durante sus fases iniciales, entre el Jurásico Medio y Tardío (Naipauer y Ramos, 2016). Los aportes del Grupo Choiyoi y del volcanismo de sinrift habrían permanecido constantes, mientras que hacia el Jurásico Tardío, con la continentalización de la cuenca representada por la Formación Tordillo, comienzan a aparecer evidencias del reciclado de las unidades infrayacentes (Naipauer *et al.*, 2012; Naipauer y Ramos, 2016). Posteriormente, durante el Cretácico Temprano se registra una reversión en las áreas de procedencia, siendo las rocas del margen cratónico hacia el este cada vez más importantes como fuentes de detritos (Naipauer y Ramos, 2016). Estas rocas del margen cratónico representan a los arcos magmáticos Grenvilliano, Pampeano y Famatiniano, los cuales reflejan una compleja historia de acreción de terrenos que construyeron el margen occidental de Gondwana entre el Precámbrico y el Paleozoico (Ramos, 2010) (Fig. 1.6).

Por último, el inicio de la etapa de cuenca de antepaís se encuentra registrado por el arribo de detritos del arco magmático activo al oeste, consecuencia del levantamiento inicial del orógeno andino (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012). En los términos inferiores ésta habría constituido la principal fuente de los detritos, mientras que en el sector medio su aporte comienza a diluirse, al mismo tiempo que las fuentes cratónicas comienzan a ser dominantes. El aporte de las rocas del magmatismo del sinrift y del basamento Gondwánico se mantendría

inalterado a lo largo de toda esta etapa, mientras que hacia los términos superiores del Grupo Neuquén se produce una segunda reversión en las áreas de procedencia, evidenciada por la ausencia de detritos del arco y una contribución íntegramente desde el cratón (Di Giulio *et al.*, 2012; Naipauer y Ramos, 2016). La transgresión del Océano Atlántico sobre el antepaís retrabajó a las unidades que componen a la cuenca Neuquina, mientras que el arco volcánico actuaba como principal área de aporte (Balgord y Carrapa, 2016; Horton *et al.*, 2016). Un segundo pulso de deformación en el Mioceno volvería a exhumar las secciones mesozoicas en los núcleos y periferias de las estructuras, las cuales sirvieron de área de aporte principal para las cuencas sinorogénicas neógenas (Horton *et al.*, 2016; Horton y Fuentes, 2016). La llegada de los detritos del arco a estas cuencas habría estado condicionada por su posición relativa al mismo, debido a la presencia de una barrera topográfica que dificultaba la llegada de sus detritos a las cuencas más alejadas (Sagripanti *et al.*, 2011).

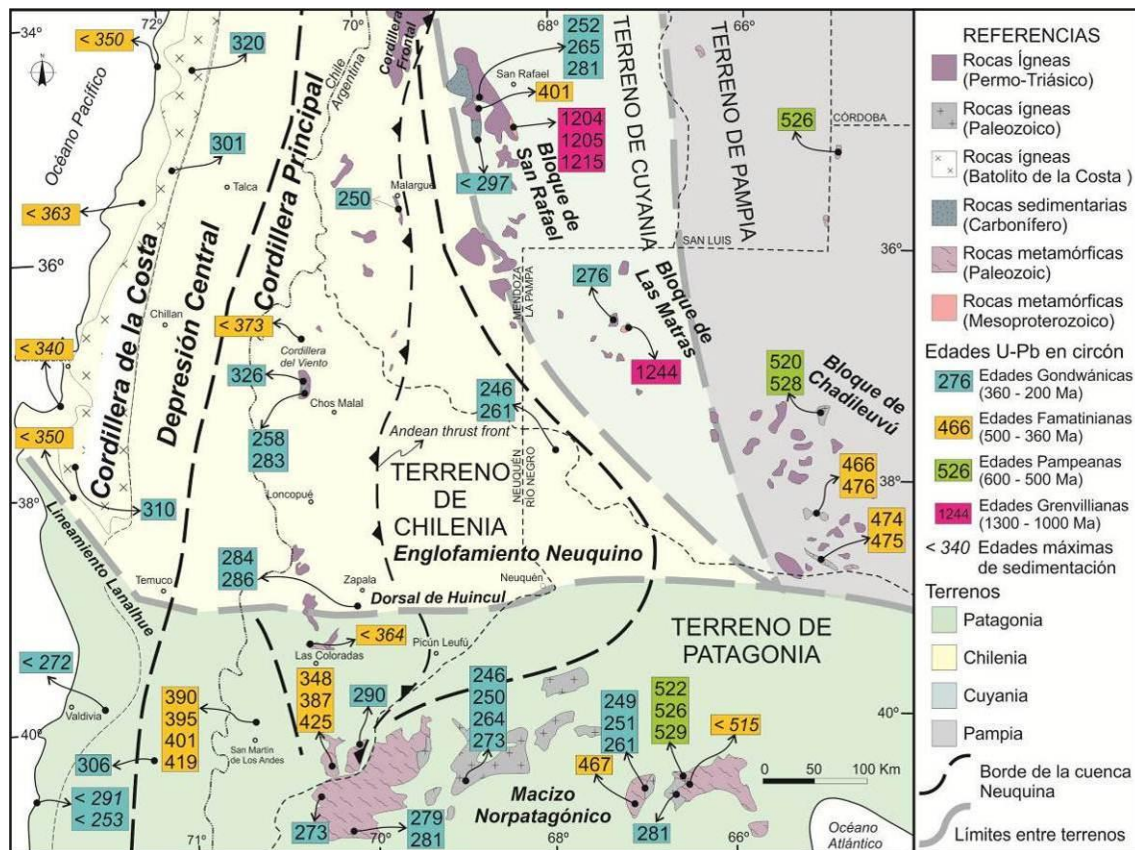


Figura 1.6. Fuentes de detritos de las unidades de la cuenca Neuquina, las cuales están representadas por rocas de edad Grenvilliana de los terrenos que conforman el margen occidental de Gondwana, los arcos Pampeano y Famatiniano como consecuencia de la acreción de los mismos y el basamento Gondwánico de la cuenca. El volcanismo activo al momento de la depositación, primero como volcanismo de intraplaca y luego como volcanismo de arco, tendría un rol variable como área de aporte, registrándose dos episodios de cambio de polaridad en la procedencia desde el área cratónica al este y el arco al oeste (modificado de Naipauer y Ramos, 2016).

Diversos estudios se han centrado también en el modelado estructural de la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los que se destacan los trabajos clásicos de Kozłowski *et al.* (1993) y Manceda y Figueroa (1995). A partir de estos trabajos se define a esta faja de deformación como asociada a la inversión tectónica del rift mesozoico generada por los movimientos compresivos miocenos. Así, fallas normales que controlaron el desarrollo de los hemigrábenes durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano habrían propiciado a través de su reactivación el involucramiento del basamento en la deformación, el cual transfiere el acortamiento a niveles de despegues más someros favoreciendo la formación de duplexes, zonas triangulares y pliegues de despegue. Esta ha sido la línea general seguida por gran parte de los estructuralistas que trabajaron en la faja plegada y corrida de Malargüe en las últimas dos décadas a partir de estos trabajos iniciales, aunque en los últimos años, algunos grupos de trabajo han incipientemente prescindido de los modelos de inversión tectónica para explicar algunas de las estructuras de gran longitud de onda que componen a esta faja (Fig. 1.7) (Giambiagi *et al.*, 2008a; Silvestro y Atencio, 2009; Turienzo *et al.* 2010).

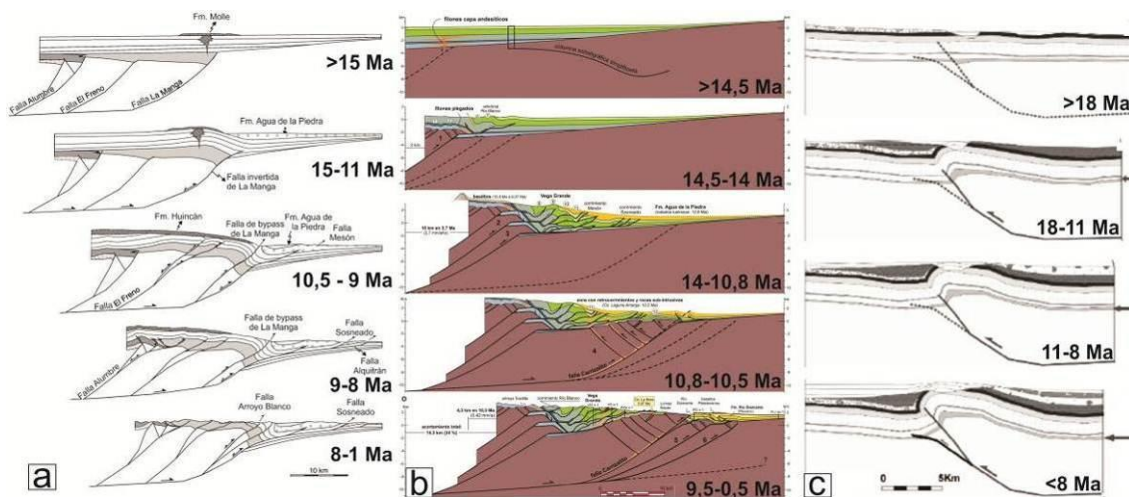


Figura 1.7. A) Modelados estructurales del sector norte de la faja plegada y corrida de Malargüe en la región del Río Atuel (Giambiagi *et al.*, 2008a) y B) en la región del Río Diamante (Turienzo *et al.*, 2010). Ambos modelos muestran estructuras con vergencia predominantemente oriental, mientras que difieren en su estilo estructural, utilizando a la inversión tectónica como mecanismo principal en el Río Atuel, mientras que la generación de nuevas fallas habría levantado a la cordillera en el Río Diamante. C) Modelo estructural del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe, en donde el levantamiento del anticlinal de Palaoco se habría generado por una estructura de vergencia occidental a partir de inversión tectónica de una falla preexistente. A pesar de diferir en su vergencia y su estilo estructural con el sector norte, todos los modelos toman como fecha del inicio de la deformación al período comprendido entre 18 y 14,5 Ma (modificado de Silvestro y Atencio, 2009).

Estos modelos muestran como la vergencia de las estructuras es variable a lo largo de la faja (Giambiagi *et al.*, 2009a), al igual que los mecanismos utilizados para su estructuración, los que

pueden ser explicados por inversión tectónica pura, por generación de fallas nuevas o inclusive por mecanismos híbridos (Mescua y Giambiagi, 2012; Dimieri y Turienzo, 2012; Mescua *et al.*, 2012; Branellec *et al.*, 2016; Horton *et al.*, 2016; Fuentes *et al.*, 2016). Si bien todos estos modelos difieren en algunos aspectos, todos coinciden en que el inicio de la deformación en la zona habría ocurrido entre el Mioceno temprano y el Mioceno medio (Fig. 1.7). Es decir, todos estos modelos estructurales parten de una situación ideal en la cual todos los estratos de la cuenca Neuquina se disponían horizontales y paralelos, a excepción de las cuñas de sinrift del Triásico Superior al Jurásico Inferior, en un tiempo relativamente reciente desde el punto de referencia del registro geológico (unos 20 millones de años). El inicio y el desarrollo de la estructuración estaría fijado a partir de dataciones Ar/Ar de lavas tectónicas y post-tectónicas, a partir de las cuales se confeccionaron los modelos evolutivos que se observan en la figura 1.7 (Giambiagi *et al.*, 2008a; Silvestro y Atencio, 2009; Turienzo *et al.* 2010).

Sin embargo, si se comparan estos modelos con la evolución tectónica de la región (Fig. 1.8), vemos que existen diferencias sustanciales entre los mismos. En primer lugar, son numerosas las propuestas de un pulso de deformación cretácico-paleógeno para esta zona, aunque pocas se sustentan en la descripción directa de geometrías sinorogénicas y estudios de proveniencia soportados por datos geocronológicos (Cobbald y Rossello, 2003; Galarza *et al.*, 2009; Tunik *et al.*, 2010; Orts *et al.*, 2012a; Mescua *et al.*, 2013). Segundo, y en forma aún más controvertida, se ha indicado sobre argumentos petrológicos, y en mucha menor medida sobre argumentos estructurales de campo y geofísicos, que en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano la cuña a nivel del frente orogénico habría sufrido una desestabilización extensional asociada a abundantes volúmenes de materiales máficos (Kay *et al.*, 2006; Folguera y Ramos, 2011).

Incluso si comparamos la evolución tectónica propuesta para el norte de Neuquén con la del sur de Mendoza durante estas dos etapas, se visualiza que existen diferencias geodinámicas y estructurales importantes (Fig. 1.8) (Ramos y Kay, 2006). Durante el Cretácico Tardío - Paleógeno vemos que la faja de Malargüe habría estado poco desarrollada con respecto a la faja del Agrio, mientras que para el Oligoceno – Mioceno temprano la extensión se encontraría localizada en el sector del arco en el sur de Mendoza, a diferencia de una extensión generalizada para el norte de Neuquén (Fig. 1.8).

Por otro lado, si se considera la geometría de la losa oceánica subductada inferida a partir de la posición del arco, observamos que la misma es incierta durante el Triásico – Jurásico Temprano para ambos sectores (Fig. 1.8), ya que las causas del *rifting* que conllevaron a la apertura de la cuenca Neuquina, su pasaje hacia una cuenca de retroarco y la ubicación del arco volcánico coetáneo son actualmente motivo de discusión (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Mpodozis y Ramos, 2008, Bechis *et al.*, 2014, entre otros). Paralelamente a este análisis, se han propuesto dos migraciones del arco volcánico hacia el antepaís en el sur de Mendoza, una

acaecida en el Cretácico Tardío y otra en el Neógeno (Spagnuolo *et al.*, 20012a; 2012b). Hipotéticamente, las mismas podrían correlacionarse con las dos fases de construcción orogénica, asociadas a períodos de somerización de la losa, aunque la primera de ellas no ha sido confirmada aún en el sur de Mendoza (Fig. 1.8b). Sin embargo, la primer migración del arco habría ocurrido cerca del límite Cretácico-Paleoceno, mientras que la deformación habría comenzado en la zona a los *ca.* 100 Ma (Tunik *et al.*, 2010). Durante esta migración hacia el antepaís, el arco volcánico habría permanecido activo en la zona del arco (Franchini *et al.*, 2003; Llambías y Aragón, 2011), al mismo tiempo que el retroarco era inundado por las aguas del Océano Atlántico (Barrio, 1990; Aguirre Urreta *et al.*, 2011) y el antearco era afectado por fenómenos extensionales (Radic *et al.*, 2005, 2009).



Figura 1.8. Evolución tectónica durante el ciclo Andino en el A) Norte de Neuquén y B) Sur de Mendoza (modificado de Ramos y Kay, 2006).

Recientemente, gracias al desarrollo del modelado numérico y a la ampliación y la integración de las bases de datos, han aparecido nuevas paleoreconstrucciones de placas, las cuales representan un complemento interesante a la evolución tectónica de una región (Seton *et al.*, 2012; Somoza y Ghidella, 2012; Maloney *et al.*, 2013; Müller *et al.*, 2016). Debido a que las edades más antiguas del fondo oceánico llegan hasta el Jurásico, estas paleoreconstrucciones cuentan con una resolución bastante confiable a partir de los *ca.* 200 Ma, aportando velocidades absolutas de los continentes, velocidades de convergencia, vectores de subducción y dirección de movimiento de los continentes dentro de un contexto geodinámico global.

A partir de este estado de conocimiento, se hizo foco en las fases de deformación pre- y proto-andinas de la faja plegada y corrida de Malargüe, las cuales fueron abordados a partir de un objetivo principal y una serie de objetivos específicos, utilizando la metodología descripta a continuación. Estos, al igual que la organización general de la tesis, serán explicados en las secciones subsiguientes.

1.5. Metodología

Debido a que esta tesis hace foco en el crecimiento y potenciales interrupciones extensionales de la faja de Malargüe, el trabajo de campo consistirá en identificar depósitos sincrónicos a las fases de deformación que exhiban geometrías de crecimiento. Serán inspeccionados los depósitos del Precuyano, las secciones proximales del Grupo Neuquén y las rocas volcánicas presentes en las zonas del arco y del retroarco emplazadas entre el Cretácico Tardío y el Mioceno temprano.

Para ello se realizaron un total de 4 campañas de aproximadamente 20 días, las cuales fueron planificadas a partir de la recopilación y tratamiento de imágenes satelitales utilizando programas como el *Google Earth*, el *ENVI 4.5*, el *Global Mapper 12* y la base de datos *Imagery* del *ArcMAP 10*. Sobre estas imágenes satelitales se volcaron una gran cantidad de mapas geológicos previos, los que incluyen tesis de licenciatura realizadas por el grupo de trabajo, hojas geológicas a distintas escalas del servicio geológico y minero argentino (SEGEMAR) y mapas publicados por autores que trabajaron en la región. Además, la geología argentina se complementó con el mapa regional de Chile a escala 1:1.000.000 del Servicio Geológico Chileno (SERNAGEOMIN).

Una vez identificadas las zonas de trabajo, se realizó el acercamiento con camionetas propiedad del IDEAN (UBA-CONICET), para luego acceder a pie a los afloramientos de interés. Allí se identificaron estructuras asociadas al crecimiento y al colapso durante los diferentes períodos mencionados y se realizaron perfiles sedimentarios en aquellas secciones que mostraron rasgos sincontraccionales y sinextensionales, midiéndose espesores, la actitud de los estratos y

paleocorrientes con brújula geológica. Además, se realizó un muestreo para la observación de las rocas bajo el microscopio y para la realización de estudios geocronológicos con el fin de conocer la edad de los depósitos y de esa manera restringir la edad de la fase de deformación. Los análisis geocronológicos consistieron en dataciones U-Pb en circones de rocas ígneas y sedimentarias para identificar, respectivamente, edades de cristalización y de máxima sedimentación dentro de los distintos depocentros. Las mismas fueron realizadas en los laboratorios de la Universidad de San Pablo en Brasil (U-Pb SHRIMP) y del Estado de Washington en Estados Unidos (U-Pb LA-ICP-MS), cuya metodología será explicada detalladamente en cada uno de los capítulos. Por último, se buscó enmarcar estas observaciones dentro del contexto geológico y estructural de la región, por lo que se levantaron datos geológicos y estructurales para la confección de mapas y secciones estructurales utilizando GPS y brújula geológica.

Con toda la información recabada, sumada a la gran cantidad de bibliografía presente, se llevó a cabo un trabajo de gabinete en donde se interpretaron e insertaron los resultados dentro de un marco tectónico regional adecuado para el período contemplado. La información geológica fue utilizada para la confección de mapas geológicos mediante el *ArcGIS10*, y los datos estructurales sirvieron para la construcción de secciones con el *Move2015*, las cuales fueron restituidas para realizar estimaciones de acortamiento. Estos modelos geológicos y estructurales se complementaron con el contexto paleogeográfico mediante la utilización del software *GPlates 1.4* (Boyden *et al.*, 2011), el cual permite reconstruir a lo largo del tiempo la presencia de dorsales y las edades del fondo oceánico, la ubicación de los distintos continentes y sus vectores de movimiento, además de la velocidad y la dirección de convergencia en zonas de subducción. Los datos geocronológicos fueron graficados mediante el programa *ISOPLLOT 3.0* (Ludwig, 2013), mientras que la curva de subsidencia fue modelada con el *Petromod 1-D*. A partir de la integración de todos estos datos se buscó entender el desarrollo de cada una de estas fases de deformación, sus consecuencias sobre la paleotopografía y su relación con el contexto geodinámico.

1.6. Organización y resumen general de la tesis

La presente tesis doctoral puede ser leída en forma relativamente independiente en cada uno de sus capítulos, ya que algunas de sus partes han sido publicadas en revistas especializadas y otros se encuentran en preparación para su publicación. Cada capítulo posee una introducción, un objetivo y una metodología particular, por lo que existen discusiones y conclusiones parciales acorde a los objetivos planteados al inicio de cada uno.

Mientras que en el primer capítulo se realizó una introducción a la tesis, el capítulo 2 se encuentra enfocado en el depocentro Cara Cura-Reyes, ubicado en el sureste de la provincia de Mendoza. El mismo constituye un hemigráben del Jurásico Temprano, el cual forma parte de un sistema de subcuencas interconectadas conocido como la cuenca Neuquina. Su historia comienza en el Sinemuriano, fijada en $198,8 \pm 2,0$ Ma a partir de una edad U-Pb SHRIMP obtenida en una dacita de la Formación Cara Cura, ubicada en la base del ciclo Precuyano. Una serie de estructuras perpendiculares al margen de subducción sudamericano generaron una rápida subsidencia acompañada de un gran volumen de material ígneo de carácter ácido a intermedio eruptado en menos de ~ 4 millones de años. Un cambio hacia un control estructural paralelo al margen y una desaceleración paulatina en la subsidencia generaron la acumulación de depósitos esencialmente sedimentarios estrato y grano-decrecientes hacia el techo del ciclo Precuyano alrededor de los $195,4 \pm 1,0$ Ma, edad establecida a partir de una datación U-Pb SHRIMP en una toba de la Formación Remoredo. Luego de un hiatus de entre 10 y 15 Ma, ocurre la primera transgresión marina en el depocentro asociada al inicio de la etapa de decaimiento térmico, la cual interactuó con el paleo-relieve volcánico y estructural relíctico generado durante la apertura del depocentro, caracterizada por importantes cambios de facies, de espesores y una distribución irregular. El origen del volcanismo ácido a intermedio del ciclo Precuyano se encontraría ligado a un evento termal que habría afectado a la zona del Engolfamiento Neuquino entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, acelerando su extensión en un contexto de subducción oblicua, de fuerte retroceso de la trinchera y una Pangea cuasi-estática. Este evento termal correspondería a una pluma térmica gatillada por el desmembramiento de Gondwana, cuya deriva hacia el norte y en sentido horario durante el Jurásico temprano habría generado la extensión generalizada al interactuar con las suturas entre terrenos y un *track* que ligaría potencialmente el ciclo Precuyano al magmatismo de intraplaca de la Patagonia.

En el capítulo 3 se hace foco en el Grupo Neuquén, una unidad sedimentaria continental exhumada por el último pulso contraccional ocurrido desde el Mioceno en adelante en los Andes Centrales del Sur, el cual permitió su observación directa en el campo para el estudio de las geometrías de depositación. La identificación de estratos de crecimiento en las secuencias proximales de las grandes estructuras que conforman este sector frontal de los Andes, acompañada por análisis sedimentológicos y la datación U-Pb (LA-ICP-MS) de las componentes detríticas, permitieron la definición de una unidad sinorogénica que coexistió con el levantamiento temprano del orógeno andino a partir de los *ca.* 100 Ma. Este valor fue definido a partir de la edad máxima de sedimentación obtenida en este capítulo, compatible con asignaciones previas y limitada en el tope por la depositación del Grupo Malargüe en el Maastrichtiano (*ca.* 72 Ma). La definición de un área de tope de cuña, en donde los estratos de

crecimiento fueron descriptos, y de un área de antifosa, correspondiente a la zona no afectada por la deformación, permitió la identificación del frente orogénico cretácico tardío, cuya ubicación y amplitud contrastan con hipótesis previas. Los análisis de procedencia de circones detríticos muestran que el área de tope de cuña fue mayormente alimentada desde los proto-Andes al oeste, principalmente por detritos jurásico-cretácicos provenientes del arco y por el reciclado de las unidades sedimentarias subyacentes, reflejado por el aporte de pequeñas poblaciones recicladas y con edades del área cratónica. Esto se encuentra en marcado contraste con otros análisis realizados en la zona de la antifosa que muestran un aporte mixto, primero desde los proto-Andes al oeste y luego desde el área cratónica al este. Uno de los aportes principales lo constituyen las poblaciones pérmicas, las cuales fueron interpretadas como provenientes directamente de los núcleos de las estructuras de basamento, donde secciones neopaleozoicas se encuentran expuestas en las cercanías de la sedimentación sinorogénica, implicando una fuerte incisión durante el Cretácico Tardío con un nivel de exhumación similar al que se observa hoy en día, confirmado por los análisis de trazas de fisión realizados por otros autores en la zona. El avance máximo reconocido para la deformación cretácica tardía en la zona de estudio se encuentra aproximadamente a 500 km al este de la trinchera, lo que constituye presuntamente una anomalía en comparación con el segmento inmediatamente al norte, en donde el límite de la deformación cretácica tardía se encuentra considerablemente retraído. El contexto geodinámico durante la sedimentación de esta unidad muestra ciertas particularidades, representado por un movimiento acelerado de Sudamérica hacia el oeste, colisionando con dos dorsales centro-oceánicas consecutivas durante un período de importante reorganización de placas. La subducción de litósfera joven, anhidra y de alta flotabilidad habría producido cambios en la geometría de la subducción, reflejada en primer lugar por una baja en la productividad del arco, y seguida por una migración del mismo durante los términos superiores de la sedimentación sinorogénica. Estos procesos magmáticos y de deformación serían el producto de un régimen de subducción somero, en concordancia con propuestas previas, que habría ocurrido durante el Cretácico Tardío, en forma sincrónica con la sedimentación del Grupo Neuquén.

En el capítulo 4 el objeto de análisis son las cuencas extensionales desarrolladas entre las fases de deformación cretácica tardía y miocena de la faja plegada y corrida de Malargüe. Estas son conocidas como cuenca de Abanico en la zona del arco, y como cuenca de Palaoco en la zona del retroarco. Debido a que los depósitos de la cuenca de Abanico no habían sido descriptos en la vertiente andina argentina a estas latitudes, se llevó a cabo una datación U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos en unos depósitos sedimentarios intercalados cerca de la base, la cual arrojó una edad máxima de sedimentación de $67,1 \pm 1,3$ Ma. Esta edad, asociada a numerosas evidencias de actividad sinextensional, permite la postulación de una nueva fase de deformación

extensional en la faja plegada y corrida de Malargüe, la cual habría generado una cuenca de intra-arco entre los 34°30' y los 38°S, relacionada a la potencial apertura de una ventana astenosférica fruto de la subducción oblicua de una dorsal sísmica. Este régimen extensional habría sido coetáneo con la depositación sinextensional en depósitos marinos del antearco y con la transgresión marina Atlántica en el retroarco, por lo que la mecánica de depositación del Grupo Malargüe en la zona debería ser revisada. Luego de un período de escasa sedimentación debido al desarrollo potencial de una fase de estructuración eocena, un segundo episodio de deformación extensional habría ocurrido en la zona, esta vez con un grado de alcance más generalizado, registrándose fenómenos de extensión desde el antearco hasta el retroarco entre el Eoceno medio y el Mioceno temprano. En particular, se encontraron estratos de crecimiento relacionados a estructuras extensionales en las rocas del Oligoceno superior al Mioceno inferior ubicadas en el retroarco, los que asociados a estudios geocronológicos y geoquímicos realizados por otros autores, permiten postular que estas secuencias fueron depositadas dentro de una cuenca extensional desarrollada entre los *ca.* 23,5 y los 18,5 Ma. Además, se realizaron estudios estructurales a lo largo de una transecta que abarca desde la zona del arco hasta el retroarco, cuyo límite occidental coincide con el límite internacional. Allí, se reconoció una falla normal invertida que cabalga a los depósitos cenozoicos de la cuenca de Abanico sobre los depósitos mesozoicos de la cuenca Neuquina. Esta falla coincide con la descripción de la falla El Fierro, la que fue reinterpretada como una falla normal cretácica superior reactivada policíclicamente, sugiriendo la presencia de una zona de debilidad cortical, en donde actualmente se concentraría actividad neotectónica extensional. Esta sección estructural culmina en la cuenca de Palaoco, la cual se encuentra exhumada a partir de la inversión tectónica de fallas normales y la generación de fallas nuevas. De esta manera, se observan mecanismos de inversión de fallas en los extremos de la sección, en donde se ha documentado tanto en superficie como en profundidad la presencia de hemigrábenes, mientras que en el sector central predominan las estructuras generadas a partir de la generación de fallas nuevas, debido a la ausencia de fallas normales preexistentes. La estimación de un acortamiento mínimo de 12,72 km resulta adecuada para la región, aunque la presencia de deformación de piel fina en profundidad, descrita en otras estructuras que componen a esta faja, podría incrementar este número considerablemente.

Hacia el final de esta tesis, se realizará una discusión general acerca de cada uno de los aspectos desarrollados en los diferentes capítulos, enumerándose, a modo de sumario, los principales resultados y conclusiones obtenidos.

2. Control temporal de la apertura de la cuenca neuquina a partir de nuevas dataciones U-Pb SHRIMP en el ciclo Precuyano del depocentro Cara Cura-Reyes

2.1. Introducción

El estudio de los primeros estadios evolutivos que caracterizaron a la cuenca Neuquina revisten un gran interés tanto para los estudios meramente académicos como para la industria del petróleo, ya que es entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano cuando se definió la configuración inicial de la cuenca a través de la apertura de una serie de depocentros (Uliana *et al.*, 1989; Vergani *et al.*, 1995). Estos se iniciaron como subcuencas aisladas (Fig. 2.1), pero a medida que la extensión se generalizaba en el tiempo, las mismas comenzaron a conectarse y a formar una cuenca que registraría la entrada del mar jurásico-cretácico y desecaciones esporádicas provenientes del Paleo-Océano Pacífico, cuyo registro genera una gran columna de sedimentos que en el centro de cuenca alcanza los 7 km de espesor (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1996). Su interés radica en que el mismo es un registro continuo desde el Triásico Tardío hasta el Paleoceno temprano, el cual consiste en unos ~150 Myr de depositación de diferentes litologías que alojan una gran cantidad de restos fósiles y materia orgánica, convirtiéndola en una de las cuencas más estudiadas de la Argentina (Uliana *et al.*, 1995).

En el caso particular de la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski *et al.*, 1993), Manceda y Figueroa (1995) definieron, a partir de mapas isopáquicos en la sucesión jurásica, una serie de hemigrábenes separados por altos estructurales. Dentro de estos grandes compartimentos extensionales identificaron fallas menores antitéticas que acomodaron espesores del relleno inicial de sinrift. Según estos autores, este relleno inicial es fruto de una subsidencia vigorosa controlada por fallamiento normal, reflejada en las facies sedimentarias gruesas de las unidades depositadas entre el Triásico Medio y el Jurásico Inferior.

Sin embargo, en los últimos años se han realizado numerosos estudios de detalle sobre el relleno inicial de estos depocentros y la estructura que los controla (Franzese y Spalletti, 2001; Pángaro *et al.*, 2006a; Llambías *et al.*, 2007; entre otros), que han demostrado una mayor complejidad estructural que lo inicialmente supuesto (Fig. 2.1). En esta zona, las facies sedimentarias han dado lugar a facies volcanoclásticas y a flujos piroclásticos asociados con flujos lávicos bimodales, en los que dataciones recientes permiten circunscribir entre el Rhaettiano y el Sinemuriano (Schiuma & Llambías, 2008; Spalletti *et al.*, 2010; Suarez *et al.*, 2012).

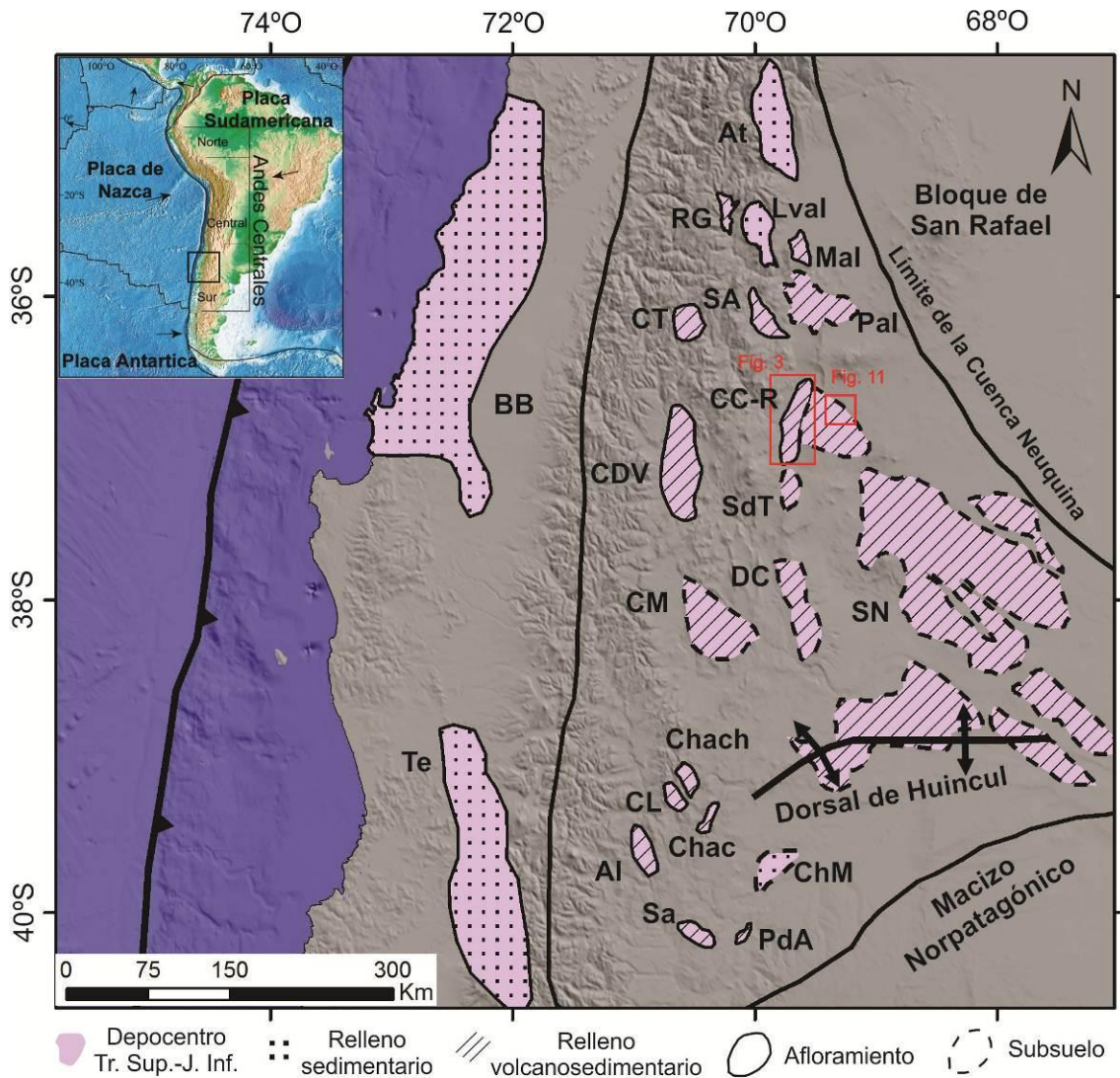


Figura 2.1: Ubicación de los depocentros del Triásico Tardío al Jurásico Temprano reconocidos tanto en afloramiento como en subsuelo (modificado de Franzese y Spalletti, 2001, Charrier *et al.*, 2007, Bechis *et al.*, 2014 y Naipauer *et al.*, 2015). Los depocentros ubicados en la zona del subsuelo neuquino y dorsal de Huincul han sido descritos a través de la descripción de testigos corona, destacándose la gran participación volcánica en su relleno, a diferencia de los depocentros en una posición más periférica. Estructuras de primer orden limitan a la cuenca Neuquina, mientras que la dorsal de Huincul representaría una estructura activa posterior a la apertura de la misma (modificado de Mosquera y Ramos, 2006).

Estos avances en el conocimiento de las secuencias de sinrift han dado lugar a nuevos estudios que muestran el control pasivo que ejercieron las estructuras extensionales y el paleo-relieve volcánico en la distribución de los sedimentos marinos jurásicos, los cuales se depositaron en un contexto de subsidencia térmica de alcance regional (Burgess *et al.*, 2000; Cristallini *et al.*, 2009; Veiga *et al.*, 2013). Por otro lado, durante el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano, una estructura transversal al eje andino divide a la cuenca Neuquina en dos sectores, ejerciendo

un control activo en la sedimentación: la dorsal de Huincul (Fig. 2.1). Este es un rasgo morfo-estructural que se extiende por 250 km con una orientación general E-O, generado a partir de esfuerzos transtensivos que afectaron a una inhomogeneidad previa, y a una posterior inversión oblicua de hemigrábenes y generación de estructuras contraccionales primarias sin influencia de rasgos extensionales previos (Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008). La actividad de estas estructuras resultarían en una serie de secuencias de crecimiento y discordancias dentro del registro sedimentario jurásico y cretácico de la cuenca, reconocidos tanto en afloramiento como en subsuelo (Freije *et al.*, 2002; Pángaro *et al.*, 2009; Naipauer *et al.* 2012).

Las causas de la apertura de la cuenca aún son discutidas, aunque existe cierto consenso, obtenido a partir del estudio del patrón de fallas y zonas de transferencia, de que la dirección principal de estiramiento es cercana a NE a NNE, la cual ha sido asociada principalmente a dos eventos: i) la fragmentación del supercontinente de Gondwana (Vergani *et al.*, 1995; Cristallini *et al.*, 2009; Giambiagi *et al.*, 2009b; Bechis *et al.*, 2010, 2014) y ii) el debilitamiento termal y posterior colapso gravitatorio del orógeno gondwánico desarrollado hacia fines del Paleozoico (Gust *et al.*, 1985; Uliana *et al.*, 1989; Tankard *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2006). Sin embargo, esta dirección de extensión no alcanza a explicar todos los patrones de fallas presentes en la cuenca, por lo que otros factores han sido invocados, tales como la presencia de una fábrica previa en el basamento paleozoico (Mosquera y Ramos, 2006), zonas de sutura oblicuas a la dirección de extensión (Bechis *et al.*, 2014) y la presencia de una dirección de extensión secundaria aproximadamente E-O relacionada a procesos de subducción con extensión detrás del arco (Giambiagi *et al.*, 2009b). No obstante, la gran participación volcánica bimodal en la mayoría de los depocentros ubicados en el Engolfamiento Neuquino (Bracaccini, 1970) añade un nuevo elemento que debe ser tenido en cuenta en estas interpretaciones. A partir de estudios petrológicos y geoquímicos sobre este volcanismo, Llambías *et al.* (2007) interpretan la presencia de una pluma térmica acoplada al régimen extensional relacionado con la subducción oblicua. D'Elia *et al.* (2012a), en esta línea, indican que dicha anomalía provendría de la losa subductada, dando como resultado una compleja interdigitación de productos asociados a ambientes orogénicos y de intraplaca. Siguiendo el modelo de Franzese y Spalletti (2001), estos autores indican que la distribución del magmatismo triásico superior-jurásico inferior está controlada por la extensión y adelgazamiento cortical generados por una segmentación de primer orden del margen a los 40°S, con el desarrollo de un margen convergente al sur y un margen transcurrente al norte. Entre los 35° y los 40°S, dicha extensión sería diacrónica, ya que se observa un rejuvenecimiento de N a S en las edades del relleno inicial de los depocentros, lo cual también define el tiempo de inicio del post-rift y el tipo de subsidencia al cual estuvieron sometidos los primeros depósitos marinos (D'Elia *et al.*, 2015).

La idea de una losa subduciéndose al momento de la extensión se contraponen a otros modelos en donde la subducción andina a lo largo del margen continental pacífico comenzó en el Jurásico Temprano, posterior al *rifting* (Mpodozis y Ramos, 1989, 2008 ; Mpodozis y Kay, 1992). Sin embargo, nuevos modelos proponen que la subducción andina ha sido un proceso continuo desde el Carbonífero, en donde el retroceso de la trinchera asociada a una Pangea estática sería la responsable de la extensión y los cambios observados en el magmatismo permo-triásico (del Rey *et al.*, 2016).

El objetivo de este capítulo es presentar un estudio estructural, sedimentológico y geocronológico del relleno inicial del depocentro Cara Cura – Reyes, el cual se encuentra expuesto a través de una serie de estructuras en una zona cercana al borde de la cuenca Neuquina (Fig. 2.1).

Este objetivo fue abordado mediante una descripción detallada de las unidades correspondientes al sinrift de este depocentro a través del levantamiento de perfiles sedimentarios y su correspondiente caracterización petrográfica. Analizando las relaciones espacio-temporales entre estos depósitos, se propone una evolución tectónica del depocentro, la cual, a través de nuevas edades U-Pb SHRIMP en circones, y la descripción de su estructura extensional regional, fue enmarcada dentro del contexto tectónico de la cuenca.

De esta manera, este estudio demuestra que existen dos direcciones principales de estiramiento responsables de la apertura de este depocentro, las cuales generan una serie de hemigrábenes de orientaciones, magnitudes y relleno sustancialmente diferentes, cada uno respondiendo a un determinado contexto tectónico. A partir de las nuevas edades obtenidas, se logra restringir la apertura de este depocentro al Sinemuriano, período en el cual se generaría un paleo-relieve que ejercería un control pasivo sobre las transgresiones marinas jurásico-cretácicas durante la fase de subsidencia térmica de la cuenca neuquina.

2.2. Marco geológico

El depocentro Cara Cura-Reyes se encuentra parcialmente exhumado en una faja longitudinal comprendida entre los 69°45'O y los 69°30'O en el núcleo de dos anticlinales de orientación aproximadamente N-S (Fig. 2.1). Localizadas en el sur de la provincia de Mendoza, entre los 36°30'S y los 37°S (Fig. 2.1), estas estructuras forman parte del sector frontal de la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozlowski *et al.*, 1993; Zamora Valcarce *et al.*, 2008) en los Andes Centrales del Sur (Gansser, 1973, modificado por Ramos y Aleman, 2000), cuya estructuración se llevó a cabo en dos etapas distintivas: la primera en el Cretácico Tardío y la segunda en el Mioceno (Sagripanti *et al.*, 2011, 2012; Folguera *et al.*, 2015). No obstante, este depocentro podría conectarse con otros en profundidad, los cuales se han detectado mediante estudios de

subsuelo en un área denominada Granito Negro o Cañadón Amarillo, al este del depocentro Cara Cura-Reyes (Fig. 2.1) (Villar *et al.*, 2008; Carbone *et al.*, 2011; Villar *et al.*, 2014). Sin embargo, éste constituye apenas uno de los depocentros que formaron parte de la configuración inicial de la cuenca (Fig. 2.1).

Depocentros extensionales del Triásico superior al Jurásico inferior

El depocentro triásico superior a jurásico inferior más septentrional sobre la vertiente argentina de los Andes en la provincia de Mendoza es el depocentro Atuel (Fig. 2.1), el cual registra el único triásico marino en Argentina (Riccardi *et al.*, 1997; Riccardi e Iglesias Llanos, 1999), convirtiéndolo en el depocentro más antiguo de esta serie. Una gran cantidad de estudios llevados a cabo en los últimos años, sobre todo desde el punto de vista sedimentológico (Lanés, 2005; Lanés *et al.*, 2008; Tunik *et al.*, 2008) y estructural (Giambiagi *et al.*, 2008a y b, 2009b; Bechis *et al.*, 2009, 2010, 2014), concluyen que este depocentro, de orientación NNO, contiene depósitos marinos, transicionales y fluviales, los cuales fueron controlados por la actividad de fallas normales de distribución bimodal NNO y ONO. La gran cantidad de fósiles encontrados en el relleno inicial de este depocentro ha permitido a estos autores acotar la actividad de estas fallas entre el Rhaetiano y el Sinemuriano, edades que han sido confirmadas a través de estudios geocronológicos recientes (Naipauer *et al.*, 2015; Horton *et al.*, 2016).

En una faja latitudinal ubicada inmediatamente al sur, se ubican una serie de depocentros cuyo relleno difiere con el del depocentro Atuel, ya que comienza a registrarse la presencia de depósitos volcánicos y piroclásticos distales. Estos son, de oeste a este: el depocentro del Río Grande, el depocentro de la Valenciana y el depocentro Malargüe (Fig. 2.1). El más occidental de esta serie ha sido poco estudiado, pero su asociación caracterizada por facies pelíticas y carbonáticas fue interpretada como producto de la depositación dentro de un ambiente lacustre somero, progresivamente colmatado por flujos piroclásticos (Lanés y Palma, 1998, Villar *et al.*, 2014) asociados a un intrusivo fenoandesítico conocido como Andesita Cerro Negro (Lanés y Salani, 1998), cuya edad ha sido fijada en 223 ± 2 Ma por Naipauer *et al.* (2015). El depocentro de La Valenciana tiene un registro sedimentológico similar al del Río Atuel, con la particularidad de que en este último no se registra la transgresión marina triásica, ya que su relleno inicial corresponde a facies fluviales ricas en flora fósil del Jurásico Temprano (Lanés *et al.*, 2013). Ubicado al este de esta faja se encuentra el depocentro Malargüe, considerado como la continuación austral del depocentro del Río Atuel (Fuentes *et al.*, 2016). Al igual que el primero, este registra una restringida participación volcánica en la base intercalada con areniscas y pelitas negras con restos de polen y flora del Triásico Tardío, las cuales dan paso a

una unidad predominantemente conglomerádica con ausencia de intercalaciones de origen volcánico (Llambías *et al.*, 2005).

Esta serie de subcuencas son interrumpidas hacia el sur por la zona de acomodación de Bardas Blancas (Manceda y Figueroa, 1995), a partir de la cual se registran variaciones en el espesor de las secuencias de sinrift (Yagupsky *et al.*, 2008) caracterizadas por facies de un ambiente pantanoso coetáneo con la actividad volcánica (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). Sin embargo, al este de esta zona de acomodación, Manceda y Figueroa (1995), gracias a la gran cantidad de información sísmica y de pozo, describieron de manera precisa un depocentro conocido hace más de 50 años, denominado Hemigraben Palauco (Fig. 2.1), cuyo relleno basal correlacionan con el sinrift triásico superior-jurásico inferior descrito en superficie. Debido a la confidencialidad de estos datos, poco se sabe de la naturaleza de este relleno, pero trabajos recientes muestran que el registro de pozos comienza con calizas y lutitas de origen lacustre interdigitadas con flujos lávicos y rocas piroclásticas, los cuales dan lugar a facies clásticas más gruesas y tobas depositadas en un ambiente fluvial (de la Cal *et al.*, 2014; Villar *et al.*, 2014).

Ingresando a la zona en donde la cuenca Neuquina se expande hacia el este, se encuentra el depocentro Cara Cura-Reyes, objeto de estudio de este capítulo (Fig. 2.1). Coincidente con este desarrollo oriental, la participación de material de origen volcánico aumenta considerablemente, reflejando un aumento en la intensidad del volcanismo durante la apertura del depocentro, cuyo relleno está compuesto por flujos lávicos y piroclásticos intercalados con depósitos epiclásticos de composición exclusivamente volcánica (Drosina *et al.*, 2011). Estudios estructurales en este depocentro indican dos direcciones de extensión superpuestas (Giambiagi *et al.*, 2009b), las cuales generaron fallas normales que ejercieron un control importante en la distribución del relleno volcánico y sedimentario inicial de este depocentro (Pángaro *et al.*, 2006a).

Los últimos afloramientos del sinrift al norte de la dorsal de Huincul se encuentran en la Cordillera del Viento (Fig. 2.1). Estos fueron estudiados por Llambías *et al.* (2007), quienes los describen como una secuencia mayormente volcánica de composición andesítica a riolítica, seguida por una unidad constituida por basaltos, andesitas basálticas y escasas riolitas. En total son unos 1500 metros de rocas volcánicas eruptadas entre el Triásico Tardío y el Sinemuriano (Llambías *et al.*, 2007; Suárez *et al.*, 2012), cuya distribución fue controlada por estructuras ONO y NO de primer orden segmentadas por estructuras menores de orientación NE (Sagripanti *et al.*, 2014).

El estudio de los depocentros ubicados en la zona del Engolfamiento Neuquino (según Bracaccini, 1970) (Fig. 2.1) está basado íntegramente en información de subsuelo, ya que este área ha sido poco afectada por la orogenia andina, convirtiéndola en una zona petrolera por excelencia (Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008). En esta zona, la dirección general de las fallas normales desarrolladas durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano es

noroeste, pero en un análisis de mayor detalle se observan dos poblaciones bien marcadas que definen depocentros de distintas características. La primera, de orientación noroeste, acomoda grábenes y hemigrábenes profundos y de mayores dimensiones, mientras que la segunda, de orientación oeste-noroeste, genera cuencas más pequeñas y en general menos profundas, las cuales cortan y modifican a las primeras (Cristallini *et al.*, 2006, 2009; Bechis *et al.*, 2014). El relleno de estos hemigrábenes está constituido por más de 3000 metros de lutitas oscuras con intercalación de areniscas y conglomerados con participación de niveles volcánicos, los cuales se vuelven dominantes hacia los pozos ubicados al SE, en dirección a la dorsal de Huincul (Villar *et al.*, 2014). En el ámbito de la dorsal, Pángaro *et al.* (2006b) describen una transición de base a techo de coladas ácidas, pasando a una intercalación de depósitos de coladas y piroclastitas, con predominancia de ignimbritas y depósitos de caída hacia los términos superiores. Estos términos volcánicos generan un relieve entre el Rhaetiano y el Sinemuriano (Schiuma y Llambías, 2008) que no llega a ser arrasado por la erosión, sino que es posteriormente cubierto en relación de *onlap* por un sinrift clástico sin una participación volcánica marcada (Pángaro *et al.* 2006a, 2009).

Donde la dorsal de Huincul se encuentra con el frente orogénico andino, sus depocentros vuelven a aflorar (Fig. 2.1), formando una serie de estructuras que albergan en sus núcleos depósitos continentales volcaniclásticos y piroclásticos asociados a flujos de lava e intrusivos plutónicos bimodales (Franzese y Spalletti, 2001). Estos son los depocentros de Chachil (Franzese *et al.*, 2006), Catán Lil (Muravchik *et al.*, 2014), Chacaico (Franzese *et al.*, 2007; Muravchik *et al.*, 2011) y Aluminé (Turner, 1965; Cuerda *et al.*, 1981; Rapela *et al.*, 1983), en donde la interacción entre la tectónica extensional y los procesos volcánicos ha controlado el patrón de depositación, los espesores y la composición del relleno de sinrift entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano. Una historia similar poseen los depocentros que afloran más al sur (Fig. 2.1): el de Sañico (D'Elia *et al.*, 2012b; D'Elia y Marti, 2013) y el de Piedra del Aguila (D'Elia *et al.*, 2015), los cuales han sido caracterizados desde el punto de vista estratigráfico y estructural como sucesiones continentales a marinas con diferente grado de participación volcánica controlada por la actividad tectónica y cambios en la subsidencia (D'Elia *et al.*, 2015). A partir de nuevas dataciones y estudios paleobotánicos se ha determinado que éstos representan los depocentros más jóvenes de la cuenca Neuquina (Spalletti *et al.*, 2010), en donde la sección inferior de la primera transgresión marina, considerada como el inicio del post-rift en toda la cuenca, forma parte del relleno de sinrift (D'Elia *et al.*, 2015).

Vale aclarar que se cuenta con menciones sobre la existencia de una serie de depocentros ubicados al oeste del frente orogénico (Fig. 2.1) desarrollados en subsuelo, pero de los cuales se cuenta con escasa información, tales como el de la Sierra de Tril, el del Cerro Mocho, el del Dorso de los Chihuidos y el de la China Muerta, teniendo este último, a diferencia del resto, un

relleno netamente sedimentario (Mosquera y Ramos, 2006; Carbone *et al.*, 2011; Bechis *et al.*, 2014; Villar *et al.*, 2014).

Por otro lado, en el sector chileno se han identificado una serie de afloramientos marinos y continentales con alto contenido fosilífero agrupados dentro de la cuenca de Biobío-Temuco (Fig. 2.1), abarcando parte de la Cordillera de la Costa, de la Depresión Central y de la Cordillera Principal occidental (Charrier *et al.*, 2007). Estos depósitos, exclusivamente detríticos, se han acumulado en una cuenca altamente subsidente durante el Triásico Tardío, la cual probablemente se encontraba conectada con el depocentro Atuel, permitiendo el pasaje del Océano Pacífico hacia la cuenca Neuquina (Charrier *et al.*, 2007). Un pequeño afloramiento de areniscas y pelitas continentales con flora triásica superior ha sido descrito cerca del límite internacional a los 36°S en el Cajón Troncoso (Fig. 2.1), el cual se encuentra cubierto por tobas y brechas riolíticas (Troncoso y Herbst, 2000, Charrier *et al.*, 2007).

Historia geológica de la cuenca Neuquina en la zona de estudio

Todos los depocentros descriptos difieren en cuanto a su tamaño, composición y edad, pero comparten la característica de que se han desarrollado en un contexto extensional sobre un basamento común, correspondiente al terreno de Chilenia, un bloque de edad Grenvilliana acrecionado a Gondwana durante el Devónico Medio a Tardío, y cuya sutura habría ejercido un control de primer orden en la apertura de la cuenca neuquina (Ramos *et al.*, 1986; Chernicoff y Zappettini, 2004; Ramos, 2010; Bechis *et al.*, 2014). Posteriormente, entre el Carbonífero y el Pérmico temprano, se instauró un margen de subducción sobre el cual se desarrolló la fase orogénica San Rafael (Azcuy y Caminos, 1987; Mpodozis y Ramos, 1989), la cual generó un orógeno y un engrosamiento cortical en el área (Mescua *et al.*, 2014). Los productos volcánicos asociados al colapso de este orógeno se agrupan dentro de una unidad ígnea de edad permo-triásica denominada Grupo Choiyoi (Fig. 2.2), la cual constituye el sustrato sobre el cual se desarrollaría la cuenca neuquina (Mpodozis y Kay, 1992; Llambías *et al.*, 2003; Martinez y Giambiagi, 2010; Sato *et al.*, 2015).

La historia geológica de esta cuenca comienza con la depositación del ciclo Precuyano (Fig. 2.2), denominación informal para referirse a las unidades clásticas y volcanoclásticas que constituyen el sinrift de los hemigrábenes de la cuenca, y que se encuentran entre el basamento estratigráfico de la cuenca y las unidades del Grupo Cuyo, acotando su edad entre el Triásico Tardío y el Sinemuriano (Gulisano, 1981; Legarreta y Gulisano, 1989; Carbone *et al.*, 2011).

A partir del Pliensbachiano temprano, los depocentros comienzan a interconectarse dando paso a la etapa de subsidencia térmica y favoreciendo la formación de una cuenca única (Vicente, 2005), la cual estuvo sometida a eventos de convergencia oblicua (Mancada y Figueroa, 1995). De esta manera, el registro pasa a ser común en toda su extensión, comenzando con la primer

ingresión marina a la cuenca (Legarreta y Uliana, 1996). Un ciclo transgresivo-regresivo completo está representado por las pelitas y areniscas marinas en la base del Grupo Cuyo, las cuales culminan con las calizas y los yesos de sus términos superiores, estos últimos no representados en la zona de estudio (Fig. 2.2) (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). Un segundo ciclo marino transgresivo-regresivo se encuentra registrado en las areniscas y evaporitas del Grupo Lotena (Fig. 2.2) (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). Este ciclo culmina a fines del Oxfordiano, y luego de una continentalización de la cuenca en el Kimmeridgiano debido a eventos de convergencia oblicua (representada como un hiatus en la zona de estudio, Fig. 2.2), ocurre la segunda ingresión marina en el área, identificada a través de los depósitos pelíticos y carbonáticos titonianos a barremianos del Grupo Mendoza (Stipanovic y Rodrigo, 1968; Leanza *et al.*, 1978; Legarreta y Uliana, 1991) (Fig. 2.2). Esta incursión del mar Pacífico en la cuenca culmina con las evaporitas y los depósitos continentales del Grupo Bajada del Agrio (Fig. 2.2) (Uliana *et al.*, 1975; Méndez *et al.*, 1995), dando por finalizada la etapa de subsidencia térmica en el Cretácico Temprano (Legarreta y Gulisano, 1989).

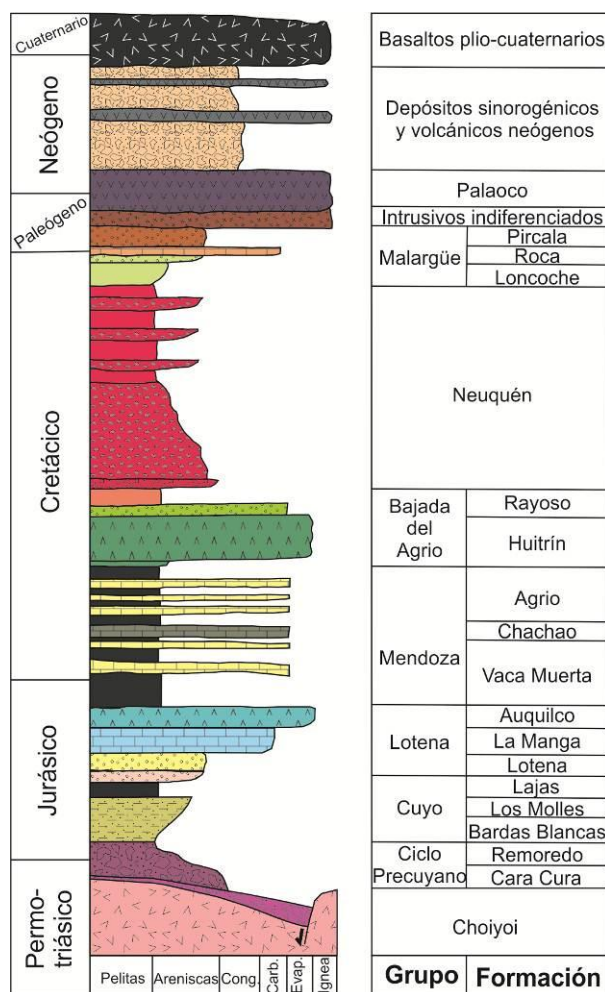


Figura 2.2: Columna estratigráfica esquemática de la zona de estudio modificada de Zapata *et al.* (1999) y Sagripanti *et al.* (2011).

En el Cretácico Tardío ocurre un cambio en el régimen de subducción (Ramos, 2010), y la cuenca abandona su etapa de subsidencia térmica, pasando a ser una cuenca de antepaís, fruto del primer levantamiento andino en la zona (Tunik *et al.*, 2010). El relleno de esta cuenca de antepaís comienza con las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén (Fig. 2.2) (Cazau y Uliana, 1973), las cuales fueron cubiertas por sedimentos asociados a una transgresión del Océano Atlántico, el cual inunda la cuenca depositando las pelitas, areniscas y evaporitas del Grupo Malargüe entre el Maastrichtiano y el Paleoceno temprano (Fig. 2.2) (Digregorio y Uliana, 1975; Barrio, 1990). Por último, la interacción entre procesos volcánicos y tectónicos (Ramos *et al.*, 2014) serán los responsables del relleno de la cuenca de antepaís andina durante el resto del Cenozoico (Fig. 2.2) (Kay y Copeland, 2006; Folguera *et al.*, 2009; Ramos y Folguera, 2011; Sagripanti *et al.*, 2011, 2012; Litvak *et al.*, 2015).

2.3. Depocentro Cara Cura – Reyes

Este depocentro aloja el registro completo de la cuenca Neuquina, asociándose con un nivel de exhumación que alcanza las unidades basales de este relleno en los anticlinales de la sierra de la Cara Cura y de la Sierra de Reyes (Fig. 2.3). Sin embargo, hay escasa información acerca de los controles que existen en la sedimentación asociada a este depocentro, y además la misma no ha sido claramente enmarcada dentro del contexto estratigráfico, tectónico y geodinámico de la cuenca, a pesar de un conjunto de trabajos destacados que implican avances claros en esta dirección (Pángaro *et al.* 2004, Giambiagi *et al.* 2009b; Veiga *et al.*, 2011; 2013; Spalletti *et al.*, 2012).

Las rocas más antiguas se encuentran expuestas en los núcleos de las estructuras (Fig. 2.3), las cuales han sido asignadas por Narciso *et al.* (2004) al Grupo Choiyoi. Sin embargo, en sendos mapas del núcleo de la Sierra de la Cara Cura realizados por Pángaro *et al.* (2004) y Giambiagi *et al.* (2009b) se muestra que el núcleo de las estructuras se encuentra conformado en su totalidad por el ciclo Precuyano, el cual está controlado por un sistema de fallas normales de rumbo este-noreste e inclinación al sud-sudeste, y en menor proporción por fallas oeste-noreste. Estratigráficamente, el ciclo Precuyano fue subdividido por Pángaro *et al.* (2004, 2006a) en 4 petrofacies volcanoclásticas y una unidad mayormente detrítica, la que había sido definida por Groeber *et al.* (1953) en la Sierra de Reyes como Serie Remoredo, y posteriormente formalizada por Stipanovic (1966) como Formación Remoredo. Las unidades volcanoclásticas de la sección inferior ya habían sido definidas por Freytes (1969) en Digregorio (1972) como Formación Cara Cura, subdividiéndola en un miembro inferior Brechoso y en un miembro superior Riolítico, ambos agrupados dentro del Grupo Choiyoi. Sin embargo, en la descripción de estas facies realizada por Drosina *et al.* (2011), se decide continuar con la propuesta de Pángaro *et al.*

(2004), ya que su asignación al ciclo Precuyano se encuentra basada en el hallazgo de restos vegetales fósiles cercanos a la base de un perfil de 800 metros realizado a lo largo de estas unidades.

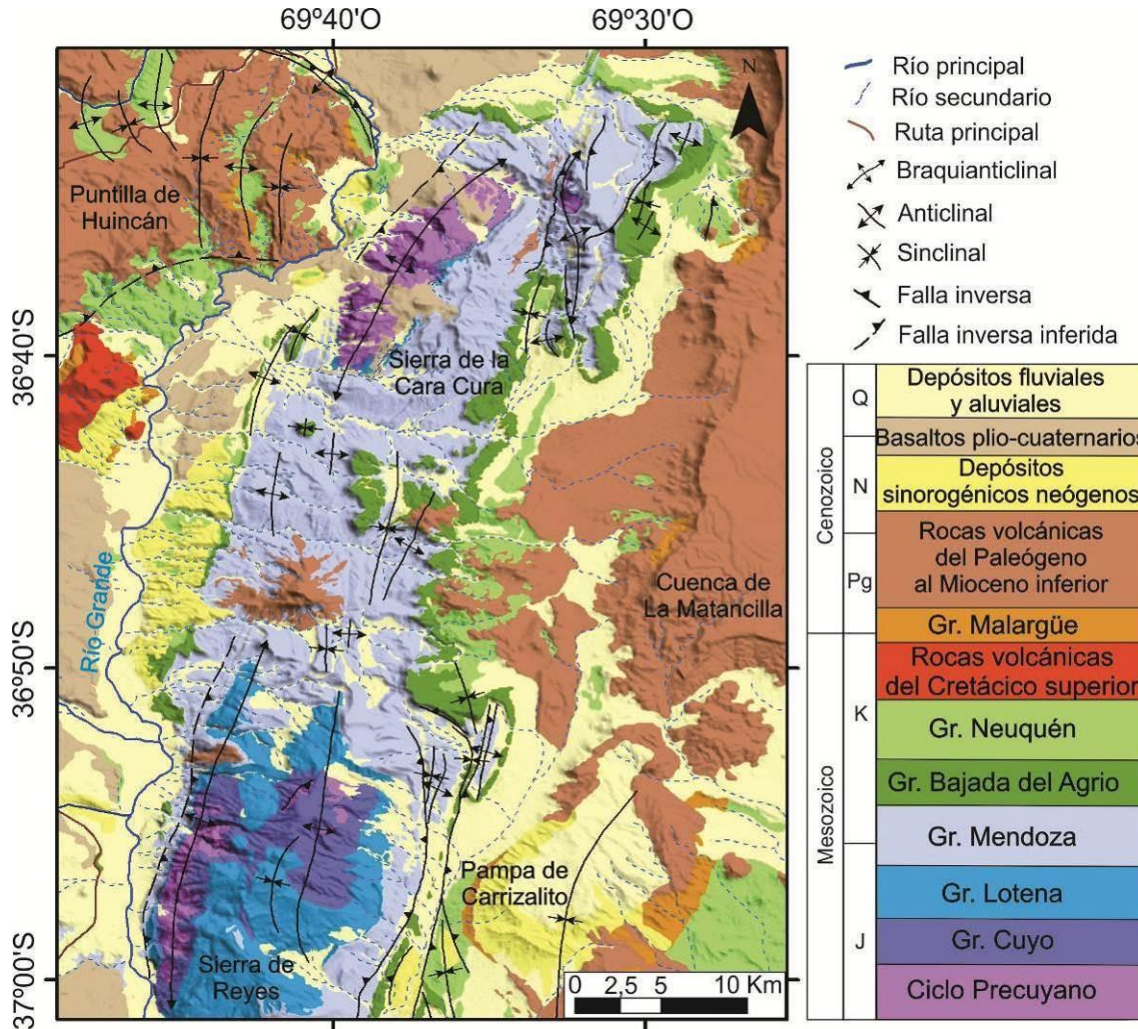


Figura 2.3: Mapa geológico de la zona de estudio, que comprende a las sierras de la Cara Cura y de Reyes, dos anticlinales que involucran al basamento en su exhumación y que exponen a las rocas del ciclo Precuyano en su núcleo (mapa realizado a partir de datos inéditos y del mapa de Sagripanti *et al.*, 2012).

Posteriormente, en la zona de estudio se registran los dos primeros ciclos transgresivo-regresivo con los grupos Cuyo y Lotena (Fig. 2.3), pero los mismos se encuentran en facies diferentes a las descriptas para el centro de la cuenca, y sus controles depositacionales no han sido analizados detalladamente (Veiga *et al.*, 2011, 2013; Bressan *et al.*, 2013; Naipauer *et al.*, 2016). A pesar de existir un hiatus en el Kimmeridgiense que revela la ausencia de la Formación Tordillo (Legarreta y Gulisano, 1989), el tercer ciclo transgresivo-regresivo se desarrolla normalmente con la depositación de las sedimentitas de los Grupos Mendoza y Bajada del Agrio (Fig. 2.3). La unidad que se asocia al primer levantamiento andino como sedimentación

sinorogénica en el depocentro es el Grupo Neuquén (Fig. 2.3), el cual está constituido por una sucesión conglomerádica y arenosa con evidencias de deformación sinsedimentaria (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; el capítulo siguiente). La ingresión del Océano Atlántico al depocentro está registrada en el Grupo Malargüe, el cual se encuentra interdigitado con las rocas del arco volcánico cretácico superior descriptas por Spagnuolo *et al.* (2012a) en el Cerro Bayo de la Esperanza (Fig. 2.3). Las volcanitas del Paleógeno al Mioceno temprano están representadas en la zona en las cuencas de La Matancilla y de la Puntilla de Huincán (González Díaz, 1979; Kay y Copeland, 2006; Dhyr *et al.*, 2013a), mientras que los sedimentos sinorogénicos neógenos se encuentran alojados en la Pampa de Carrizalito (Sagripanti *et al.*, 2011; 2012) (Fig. 2.3). Por último, el magmatismo cuaternario de la Payenia (Ramos y Folguera, 2011; Soager *et al.*, 2013) rellena los bajos topográficos y se asocia a una serie de volcanes basálticos monogénicos y cuerpos subvolcánicos que intruyen y se derraman sobre el núcleo de la Sierra de la Cara Cura (Bermúdez *et al.*, 1993) (Fig. 2.3).

Con el objetivo de mejorar el entendimiento de la estratigrafía jurásica del depocentro y los controles sobre su sedimentación, se realizó un relevamiento de campo detallado del núcleo de ambas sierras. El mismo consistió en un mapeo de las unidades aflorantes acompañado por el levantamiento de perfiles sedimentarios, el muestreo de los productos volcánicos para dataciones precisas en circones por U-Pb SHRIMP, y un análisis, tanto en superficie como en subsuelo, de las relaciones espacio-temporales entre dichas unidades.

2.4. Estratigrafía y estructura jurásica del depocentro Cara Cura-Reyes

Para realizar el mapeo y la descripción detallada de las unidades jurásicas aflorantes del depocentro, se analizó al ciclo Precuyano y a los grupos Cuyo y Lotena a través de sus unidades formacionales para una mejor inspección. Por lo tanto, el ciclo Precuyano fue subdividido en las formaciones Cara Cura (y éste a su vez en las petrofacies A, B, C y D) y Remoredo, al Grupo Cuyo en las formaciones Bardas Blancas-Los Molles y Formación Lajas, y el Grupo Lotena en las formaciones Lotena-La Manga, y Formación Auquillo (Fig. 2.4).

Además, se prestó particular atención y se mapeó la estructura pre-andina, fuertemente obliterada por la andina, la que consiste en dos juegos de fallas de orientación, magnitud y período de actividad diferentes. La primera consiste en una serie de fallas normales de orientación aproximada E-O con inclinación hacia el sur, las cuales tienen al menos 2-3 kilómetros de longitud y controlan la distribución de las petrofacies y espesor de la Formación Cara Cura (Fig. 2.4). La segunda población, al ser de una magnitud mucho mayor, tiene menor representación en ambas sierras, siendo reconocida en la Sierra de Reyes e inferida en la Sierra de Cara Cura. Esta población está compuesta por fallas de orientación aproximada NNE-SSO

con inclinación variable al sudeste o al noroeste, tienen como mínimo 5 km de largo y controlan el espesor de la Formación Remoredo en ambas sierras (Fig. 2.4).

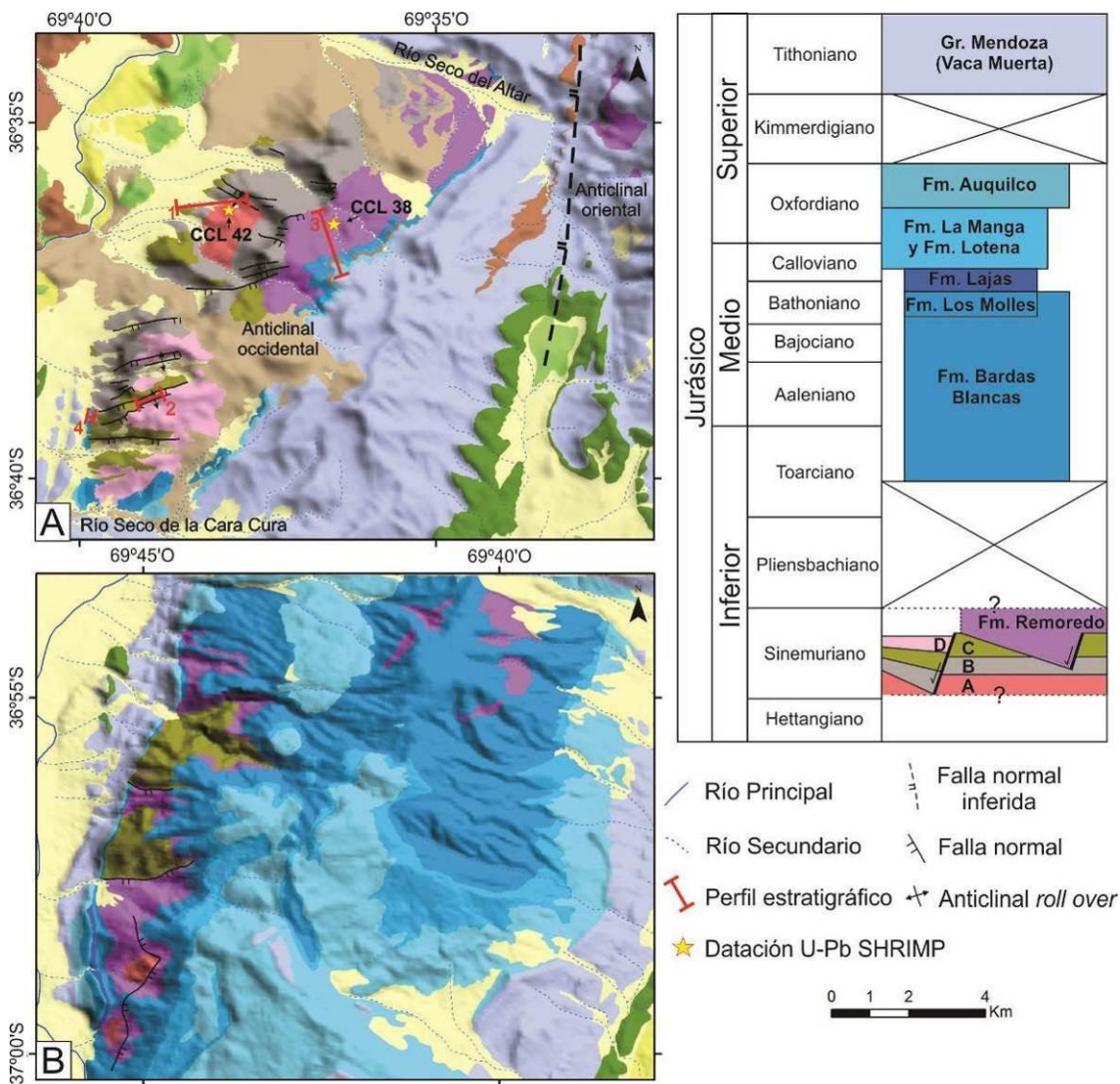


Figura 2.4: Mapas geológicos detallados de la los núcleos de las Sierras de la Cara Cura (a) y Sierra de Reyes (b), en donde se puede observar la estructura pre-andina y su control sobre los depósitos del ciclo Precuyano y la primera transgresión marina y su posterior regresión de los Grupos Cuyo y Lotena. En cuanto a la estructura pre-Andina, se observan dos patrones de fallas extensionales: fallas de orientación E-O que controlan el espesor de las unidades volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Cara Cura (petrofacies A, B, C y D), y fallas de orientación aproximada N-S que controlan el espesor de la Formación Remoredo y ejercen un control pasivo sobre la sedimentación jurásica. El código de colores de las unidades cretácicas a cuaternarias es el mismo que en la Figura 2.3.

Por último, se realizaron 4 perfiles sedimentarios, concentrados en la sierra de la Cara Cura (Fig. 2.5): dos en la Formación Cara Cura, uno atravesando las formaciones Remoredo, Bardas

Blancas, La Manga y Auquilco y el restante a través del contacto discordante entre las formaciones Cara Cura y La Manga y Auquilco, modificado de Naipauer *et al.* (2016).

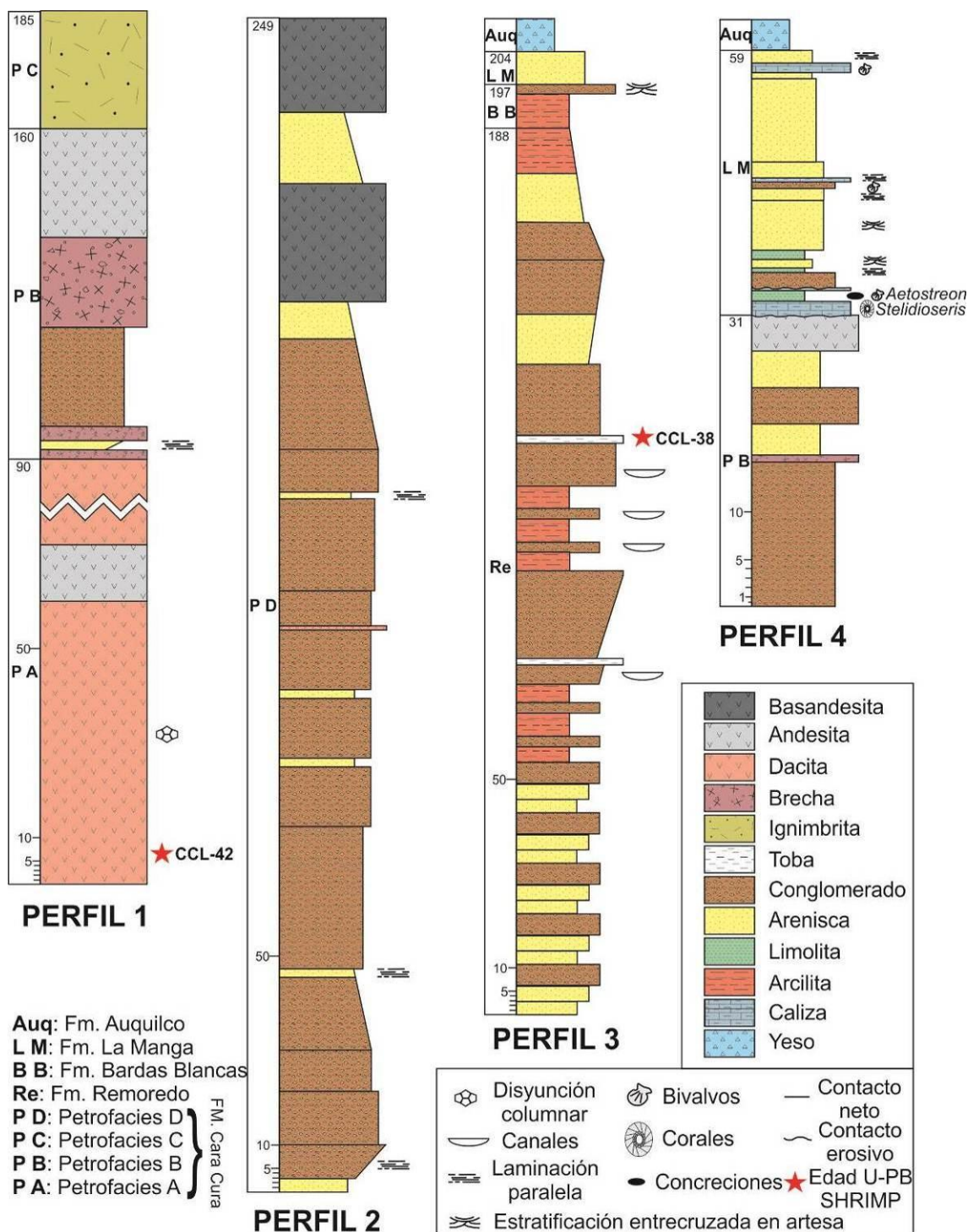


Figura 2.5: Perfiles sedimentarios realizados en las unidades jurásicas de la Sierra de la Cara Cura. En líneas generales, las unidades perfiladas muestran un carácter ácido a intermedio en el volcanismo de las unidades basales (perfiles 1 y 2), una transición hacia unidades sedimentarias intercaladas con flujos ignimbríticos (perfil 3), terminando en depósitos predominantemente clásticos y carbonáticos de origen marino (perfiles 3 y 4).

Las edades de la formación Cara Cura fueron acotadas al Sinemuriano a partir de nuevas dataciones U-Pb SHRIMP en las muestras CCL-42 y CCL-38, mientras que la base de la Fm. La Manga fue fijada en el Oxfordiano a partir del hallazgo de fósiles marinos por Naipauer *et al.* (2016) (Figs. 2.4 y 2.5). De manera complementaria, el control temporal de los grupos Cuyo y Lotena en el depocentro está basado en trabajos sedimentológicos y paleontológicos realizados en la Sierra de Reyes (Veiga *et al.*, 2011, 2013; Spalletti *et al.*, 2012).

Formación Cara Cura

La unidad basal y más antigua aflorante del depocentro Cara Cura-Reyes corresponde a la Formación Cara Cura, la que fue subdividida siguiendo los criterios de Pángaro *et al.* (2004) en cuatro petrofacies distintas, basadas en su descripción petrográfica: A, B, C y D (Figs. 2.4 y 2.5). La misma aflora completa en el núcleo de la Sierra la de Cara Cura, mientras que en la Sierra de Reyes solo se identificaron las petrofacies A y C (Fig. 2.4).

La petrofacies A fue analizada en el perfil 1 (Fig. 2.5), el cual consiste en dos tramos levantados a lo largo de una quebrada en el sector norte de la sierra, arrojando un espesor mínimo de 90 metros, debido a que su base no aflora y a que no se la atravesó en la zona de máximo espesor (Figs. 2.4, 2.5 y 2.6). Esta petrofacies está compuesta en la base por una roca porfírica masiva de donde se extrajo la muestra CCL-42 para su posterior datación (Figs. 2.4, 2.5 y 2.6a), que pasa a secuencias más estratificadas hacia la parte media, en donde se reconocieron líneas de flujo y disyunción columnar, ambas estructuras típicas de unidades lávicas (Fig. 2.5). Estas rocas de textura porfírica y de colores grises a pardos oscuros corresponden a dacitas con fenocristales de plagioclasa y textura de pasta microgranosa, las cuales se encuentran fuertemente alteradas a arcillas y carbonatos y cortados por venillas rellenas de óxidos (Fig. 2.5). Hacia el tope se observa un banco de color gris claro y aspecto masivo de 12 metros de espesor, compuesto por una roca volcánica de textura afanítica, la que fue clasificada a nivel microscópico como andesita, en donde se corroboró la ausencia de fenocristales y se identificó una pasta de textura pilotáxica afieltrada muy alterada a carbonatos (Fig. 2.5). Por encima vuelve a aparecer una dacita similar a la de la base, en donde el perfil es interrumpido (Fig. 2.6a) para ser retomado en el sector inferior de la quebrada, donde la secuencia aflora en el limbo frontal del anticlinal de Cara Cura (Fig. 2.6b), cuya base está compuesta por las mismas dacitas de textura porfírica (Fig. 2.5). Esta petrofacies se encuentra también en el sector sur del núcleo de la Sierra de Reyes (Fig. 2.4), en donde se presenta como una sucesión de rocas porfíricas y brechas de aspecto masivo y de color gris (Fig. 2.9). A diferencia de la Sierra la de Cara Cura, en donde esta unidad es cubierta en para-concordancia por la petrofacies B (Figs. 2.4

y 2.6b), en la Sierra de Reyes se encuentra cubierta en relación de discordancia por la Formación Remoredo (Figs. 2.4 y 2.9).



Figura 2.6: Petrofacies volcánicas y volcanoclásticas del ciclo Precuyano y el control estructural de las fallas de orientación E-O durante su depositación. Ubicación de la muestra CCL-42 y de los perfiles realizados en estas unidades, las cuales reflejan el volcanismo intermedio de las unidades basales del ciclo Precuyano, empezando con rocas dacíticas y andesíticas en la base (petrofacies A y B) y su posterior acidificación hacia el techo (petrofacies C), caracterizado por ignimbritas, domos y diques riolíticos.

De esta manera, la petrofacies B fue definida en la Sierra de la Cara Cura, en donde aflora en el núcleo de las dos estructuras principales (Fig. 2.4). Su análisis a lo largo de los perfiles 1, de 70 metros (Fig. 2.6b), y 4, de 31 metros (Fig. 2.7a), demuestra que la misma consta de una sucesión de brechas, andesitas, areniscas y conglomerados (Fig. 2.5), mientras que en el núcleo del anticlinal oriental de Cara Cura se presenta como una sucesión de 55 metros de basaltos, tobas, areniscas y conglomerados (Chiachiarelli, 2013) (Fig. 2.8d). En particular, los clastos de las areniscas y conglomerados y los litoclastos de las tobas son de procedencia netamente volcánica básica, lo cual evidencia un retrabajo dentro de la misma unidad. El espesor y la composición de esta petrofacies tienen una gran variabilidad lateral y vertical, ya que la misma fue relevada por Drosina *et al.* (2011) en una quebrada inmediatamente al norte de la quebrada del perfil 1, en donde se registraron un total de 193 metros, comenzando con una serie de lavas andesíticas y brechas dacíticas en la base, seguidas por una interdigitación de tobas, areniscas y conglomerados y culminando con una potente sucesión de coladas basálticas intercaladas con niveles epiclásticos. Esta variabilidad puede ser explicada por el fuerte control estructural que existe en las rocas de esta unidad, además de por la propia dinámica del volcanismo. Esta

petrofacies está afectada por una gran cantidad de fallas normales de orientación aproximada E-O e inclinación hacia el sur de diferentes órdenes de magnitud, provocando cambios de espesor y de inclinación en la misma (Figs. 2.4, 2.6a, 2.7a y 2.8a, b y c). Mientras que estas fallas no afectan a los espesores de la petrofacies A, si afectan a los espesores de las dos suprayacentes, las cuales cubren en relación de para-concordancia a la petrofacies B en el sector sur de la Sierra (Figs. 2.4, 2.5, 2.6b y 2.7a), lo que demuestra que la actividad de estas fallas comenzó y fue sincrónica con la depositación de la petrofacies B en adelante. Por otro lado, en el sector norte de la sierra y en el anticlinal oriental se apoya en discordancia sobre esta petrofacies la Formación Remoredo, cuyos espesores no se ven afectados por la presencia de estas fallas, acotando la actividad de las mismas (Figs. 2.4 y 2.8). En ocasiones, se la encuentra cubierta por la Formación La Manga en discordancia erosiva (Fig. 2.7a), situación observada en el sur de la sierra (Fig. 2.4) e ilustrada en el perfil 4 de la figura 2.5, que será tratada en forma particular posteriormente.

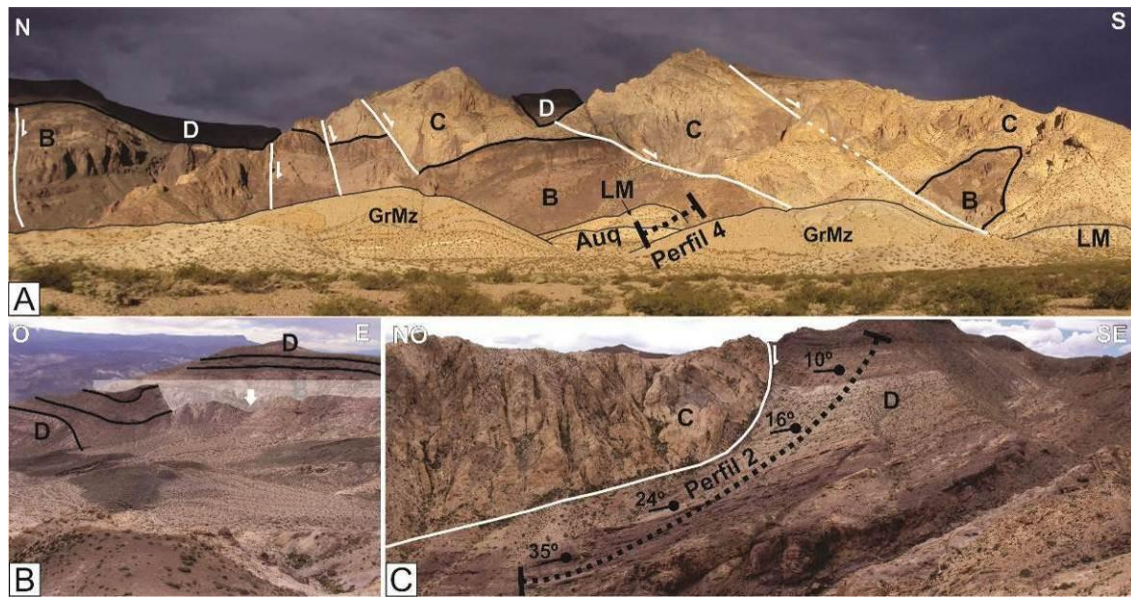


Figura 2.7: Pasaje de las unidades volcánicas (petrofacies B y C) a unidades con mayor participación clástica (petrofacies D), cuya composición es fruto de la removilización de las unidades infrayacentes. Nótese que las mismas fallas de orientación E-O que acomodaron los espesores de las unidades volcánicas, continúan ejerciendo un control estructural sobre la unidad producto de su removilización (LM: Formación La Manga; Aug: Formación Auquilco; GrMz: Grupo Mendoza).

Hacia el tope del perfil 1 se encuentra a la petrofacies C, cuyo color amarillo característico le confiere una alta visibilidad a lo largo de los núcleos de ambas sierras (Fig. 2.4). En este perfil se midieron unos 25 metros de ignimbritas bandeadas, las cuales a nivel microscópico se clasifican como tobas vítreas conformadas por pómez, fiammes y escasos cristaloclastos de plagioclasa inmersos en una matriz de vidrio y ceniza volcánica (Fig. 2.5). De igual manera que

la petrofacies B, también presenta variaciones laterales y verticales de espesor, mientras que su carácter composicional ácido se mantiene homogéneo, presentándose en forma de domos, diques, coladas y flujos piroclásticos (Figs. 2.6b y 2.7). En la Sierra de Reyes se asocia al desarrollo de dos domos riolíticos de entre 2 y 3 km de diámetro separados entre sí por una falla normal E-O e inclinación al sur, los cuales son cubiertos en discordancia por las formaciones Remoredo y Bardas Blancas (Figs. 2.4 y 2.9c). Como se indicó anteriormente, la estructura ejerce un fuerte control sobre los espesores de esta unidad, registrándose rechazos de hasta 250 metros (Fig. 2.7a), por lo que se infiere una continuidad en la actividad de las fallas E-O durante la depositación de la misma.

Por encima, en relación de para-concordancia a ligera discordancia angular sobre la petrofacies C, se encuentra la petrofacies D, la cual fue identificada únicamente en el sector sur del núcleo principal de la sierra de Cara Cura (Fig. 2.4). En esta petrofacies se observa una reducción en la participación volcánica, la cual puede observarse en el perfil 2 de la figura 2.5. Este perfil fue realizado de base a techo en una quebrada ubicada en el sector interno del núcleo y a lo largo de la traza de una de las fallas normales E-O con inclinación hacia el sur (Figs. 2.4 y 2.7c). Fueron relevados un total de 249 metros, los cuales están constituidos mayormente por conglomerados gruesos de estructura masiva de colores pardos y verdosos, con intercalaciones de areniscas estratificadas y un nivel correspondiente a un flujo lávico dacítico, y coronados por dos potentes bancos de basandesitas separadas por 15 metros de areniscas gruesas a medianas (Fig. 2.5). Los depósitos sedimentarios fueron observados bajo el microscopio, donde muestran una mala selección, alta angulosidad y procedencia exclusivamente volcánica, tanto en los clastos como en la matriz. Con poblaciones subordinadas de cuarzo, la mayor parte de los clastos están compuestos por líticos volcánicos ácidos y básicos, y su alto grado de alteración a óxidos, carbonatos y arcillas está evidenciado por la presencia de una gran variedad de cementos. Estos depósitos se encuentran fuertemente controlados por la estructura, ya que se desarrollan exclusivamente en donde las fallas normales afectan a la petrofacies C, generando espacio de acomodación para la acumulación de la gran cantidad de material volcánico disponible (Fig. 2.7). Los mismos presentan cambios abruptos de espesor lateralmente así como de inclinación en la vertical, además de cubrir en relación de *onlap* a la petrofacies C. A su vez, esta petrofacies se encuentra cubierta en para-concordancia por la formación Bardas Blancas y en discordancia angular por basaltos plio-cuaternarios (Fig. 2.4).

Formación Remoredo

La Formación Remoredo se apoya directamente sobre las petrofacies B y las intrusiones ácidas de la petrofacies C, a través de una discordancia erosiva y angular en todo el depocentro (Figs. 2.4 y 2.8). Identificada por sus colores rojizos y morados, esta unidad aflora en la Sierra de

Reyes y en el sector norte de la sierra de la Cara Cura, en donde se decidió realizar un perfil atravesándola de base a techo para su caracterización (perfil 3 en Figs. 2.4 y 2.8c). Se midieron un total de 188 metros, en los cuales se refleja su carácter netamente sedimentario y su depositación en un contexto de volcanismo activo, evidenciado por la presencia de tobas ante la ausencia de material lávico (Fig. 2.5). La misma está conformada por una sucesión conglomerádica gruesa, llegando a alcanzar el tamaño bloque, alojada en grandes paleocanales, lo que indicaría su depositación en un ambiente fluvial con participación variable de arena y pelitas, con una disminución de la energía hacia el tope, terminando en una secuencia pelítica de ambiente lacustre (Fig. 2.5). La composición de los clastos de los conglomerados y las arenas es de origen ígneo, mientras que la intercalación de tobas permitió asignarle un control temporal a esta unidad a partir de la datación de la muestra CCL-38 (Figs 2.4, 2.5 y 2.8c). A nivel microscópico, esta muestra corresponde a una toba vítrea caracterizada por la presencia de trizas, pómez y cuarzos de bordes engolfados, acompañados por plagioclasa y líticos volcánicos básicos y ácidos, todos inmersos en una matriz arcillosa y silíceo cementada por óxidos de hierro. Este material tobáceo se hace presente en la matriz de todas las areniscas de la sucesión, las cuales reportan en algunos casos trizas y pómez en la porción clástica, lo que lleva a clasificarlas como areniscas tobáceas, cuya coloración rojiza característica está dada por su cementación con óxidos de hierro. La selección mala a moderada de las areniscas y el carácter subanguloso de sus clastos permiten inferir que han sufrido escaso retrabajo por parte del agente fluvial, cuyas paleocorrientes no pudieron ser determinadas debido a la ausencia de estructuras sedimentarias características, aunque la orientación de los paleocanales indica una dirección del flujo aproximadamente E-O.

En esta línea, Pángaro *et al.* (2004) midieron 240 metros de esta formación en el Río Seco del Altar, ubicado al NE del perfil 3 (Fig. 2.4), cuyas paleocorrientes indican una zona de aporte de los clastos ubicada al Sudoeste (210°). Por otro lado, en el núcleo del anticlinal oriental de Cara Cura se observan variaciones importantes en su espesor, pasando de escasos metros en el oeste sobre la petrofacies B, a varias decenas inmediatamente al este (Fig. 2.8d). Esto demuestra que, al igual que las petrofacies B, C y D de la Formación Cara Cura, la Formación Remoredo presenta cambios de espesor en la lateral, aunque no pareciera compartir su control estructural (Fig. 2.4). Al analizar en detalle las zonas en donde esta formación se enfrenta a las fallas de orientación E-O que afectan a la petrofacies B, no se observan cambios de espesor ni de inclinación en estas capas, sino que las mismas chocan contra la estructura y terminan cubriéndola por completo (Fig. 2.8). La relación de estas capas con las unidades volcánicas infrayacentes ya había sido descrita en la Sierra de la Cara Cura por Pángaro *et al.* (2006a), quienes muestran un onlap de 40° contra un domo riolítico de la petrofacies C. Pero en este caso, esta relación no solo indica que la Formación Remoredo cubre por completo un relieve

volcánico previo sino que, además, fosiliza el movimiento de las fallas que controlaban los cambios en el espesor de la Formación Cara Cura (Fig. 2.8). Por lo tanto, el control estructural de la Formación Remoredo en la Sierra de la Cara Cura debiera necesariamente ser otro, el cual no fue reconocido en superficie en forma local.

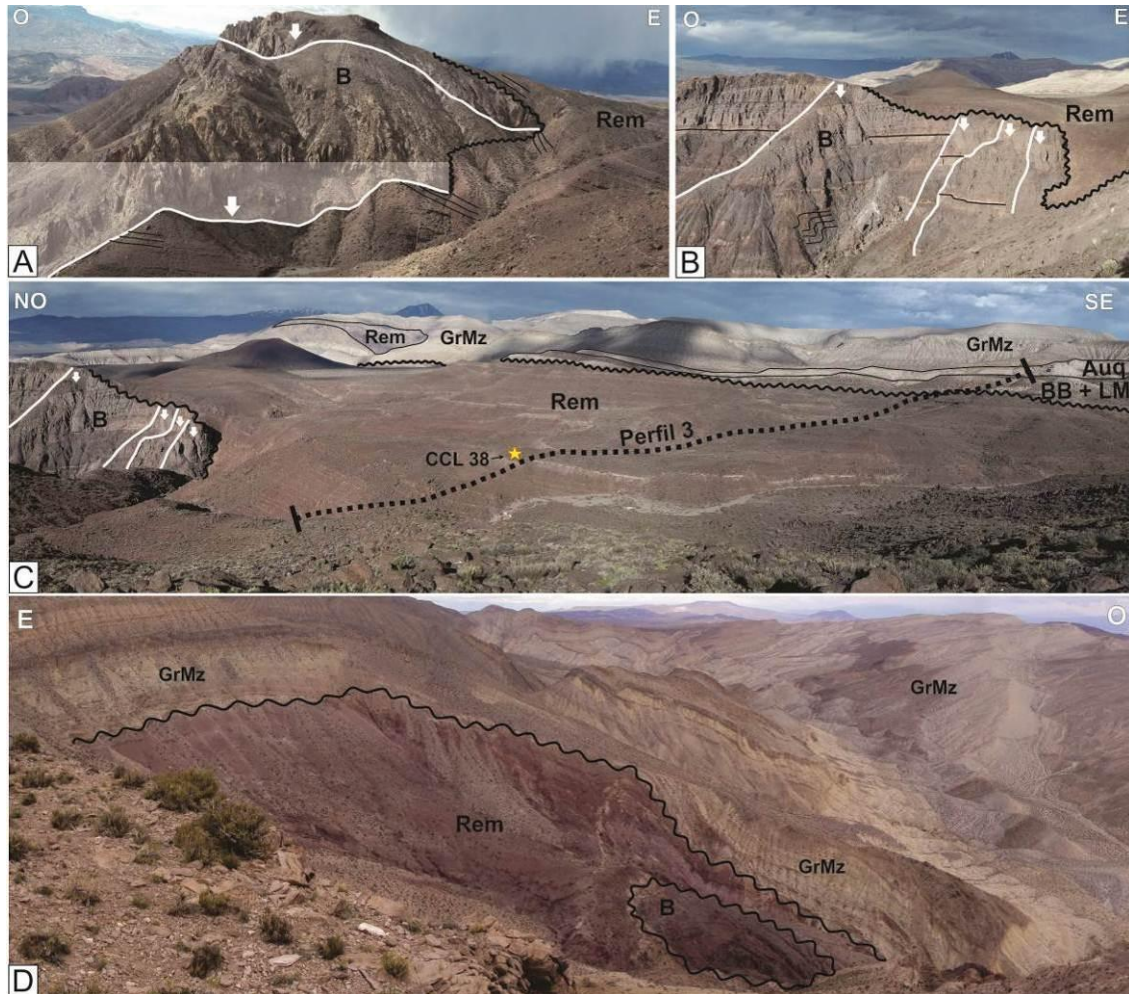


Figura 2.8: Afloramientos de la Formación Remoredo en el anticlinal occidental la Sierra de la Cara Cura, y su relación de *onlap* contra la estructura extensional infrayacente (A, B y C). En el anticlinal oriental (D) esta formación sufre cambios de espesor abruptos, los cuales son cubiertos en discordancia por el Grupo Mendoza, evidenciando la ausencia de los Grupos Cuyo y Lotena en esta zona. (Rem: Formación Remoredo; BB: Formación Bardas Blancas; LM: Formación La Manga; Aug: Formación Auquilco; GrMz: Grupo Mendoza)

Sin embargo, este control estructural es observable en la Sierra de Reyes, en donde estos estratos rojos cambian de espesor y de inclinación al encontrarse con la petrofacies A, lo que indicaría que éste representa un contacto por falla, la cual estaba activa al momento de su depositación (Figs. 2.4, 2.9a y b). Por otro lado, al encontrarse con los domos riolíticos de la

petrofacies C separados entre sí por fallas normales E-O e inclinación al Sur, simplemente los cubre, al igual que en la Sierra la de Cara Cura (Figs. 2.4 y 2.9c).



Figura 2.9: Falla normal de orientación aproximada NNE en el sur de la Sierra de Reyes, controlando un hemigráben de la Formación Remoredo, sobre el cual se apoyan, en discordancia angular, las unidades de los Grupos Cuyo y Lotena (A y B). Por otro lado, los domos riolíticos de la Formación Cara Cura en el norte de la Sierra de Reyes son cubiertos en relación de *onlap* por la Formación Remoredo (C). (Rem: Formación Remoredo; BB: Formación Bardas Blancas; LMo: Formación Los Molles; La: Formación Lajas; LM: Formación La Manga; Aug: Formación Auquilco).

Esta falla de 5 kilómetros de largo y orientación aproximada NNE-SSO corta a la petrofacies A en dos quebradas diferentes, generando espacio para la depositación de la Formación Remoredo, la que es luego deformada al acercarse a la falla generando un sinclinal de arrastre (Figs. 2.4 y 2.9a). Sin embargo, la actividad de esta falla no parece continuar luego de la depositación de esta unidad, ya que no se observan cambios de espesor y de inclinación en la Formación Bardas

Blancas, unidad que cubre en discordancia angular a las formaciones Cara Cura y Remoredo (Fig. 2.9). Este hecho evidencia un hiatus depositacional entre el Grupo Cuyo y el ciclo Precuyano, y permite descartar efectos de compactación diferencial que podrían haber generado los cambios de espesor, inclinación y la generación del sinclinal, situación que ha sido descripta en hemigrábenes ubicados en el subsuelo neuquino (Cristallini *et al.*, 2006, 2009).

Basándose en las observaciones realizadas en la Sierra de Reyes, en la orientación de los paleocanales, en las paleocorrientes medidas por Pángaro *et al.* (2004) y en los cambios laterales de espesor de la Formación Remoredo en la Sierra de la Cara Cura, se infiere la posición de una falla normal de orientación NNE con inclinación al ONO que corta a la petrofacies B inmediatamente al oeste del anticlinal oriental. Esta falla sería la responsable de generar el espacio de acomodación suficiente para la depositación de los conglomerados fluviales y las pelitas lacustres de la Formación Remoredo (Fig. 2.4). La actividad de esta falla quedaría acotada al período de sedimentación de esta formación, aunque es llamativa la ausencia de los Grupos Cuyo y Lotena inmediatamente al este de la misma en el anticlinal oriental (Fig. 2.4).

Grupo Cuyo

El Grupo Cuyo se encuentra representado en el depocentro por las formaciones Bardas Blancas, Los Molles y Lajas. Sin embargo, solamente la primera unidad fue identificada en ambas sierras, mientras que la Formación Los Molles y Lajas fueron reconocidas al sur de la Sierra de Reyes (Fig. 2.4). Como se mencionó anteriormente, no existen rastros de la depositación de este grupo ni en el anticlinal oriental de la Sierra de Cara Cura ni tampoco en la zona del perfil 4 (Figs. 2.4, 2.7a y 2.8d).

La Formación Bardas Blancas en el sector norte de la Sierra de la Cara Cura fue atravesada en el perfil 3, en donde se apoya en para-concordancia sobre la Formación Remoredo (Figs. 2.4 y 2.8c). En esta zona se midieron 7 metros de pelitas verdosas, que terminan con una serie de bancos lenticulares de conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa, cuyas paleocorrientes indican un flujo hacia el sur (Fig. 2.5). Hacia el norte, en el Río Seco del Altar, afloran 15 metros de esta unidad en facies muy similares, las cuales están dominadas por lentes de conglomerados con estratificación entrecruzada planar, areniscas guijarrosas y pelitas laminadas, interpretadas como depósitos fluviales (Bressan *et al.*, 2013). Sin embargo, hacia el sur en el Río Seco de la Cara Cura, Bressan *et al.*, (2013) midieron 75 metros de una sucesión marina compuesta por areniscas masivas, areniscas con estratificación horizontal y areniscas con estratificación entrecruzada *hummocky* intercaladas con *mudstones* masivos.

En la Sierra de Reyes, el Grupo Cuyo se apoya en discordancia erosiva y ligeramente angular sobre las unidades del ciclo Precuyano (Fig. 2.9). Veiga *et al.* (2013) realizaron una descripción detallada, determinando que, a grandes rasgos, la Formación Bardas Blancas consiste en

mudstones y areniscas guijarrosas, la Formación Los Molles en pelitas negras y *mudstones* grisáceos y la Formación Lajas en areniscas y areniscas guijarrosas. Estos autores interpretaron a las dos primeras como depositadas en un ambiente marino dominado por olas y tormentas, mientras que la última correspondería a un sistema fluvio-deltaico.

Grupo Lotena

El Grupo Lotena se encuentra constituido por las formaciones Lotena, solamente identificada al sur de la Sierra de Reyes, La Manga y Auquilco, cuya presencia no fue reconocida en el anticlinal oriental de Cara Cura (Figs. 2.4 y 2.8d).

La Formación Lotena fue analizada detalladamente por Veiga *et al.* (2011) en la Sierra de Reyes, quienes encuentran que la base está dominada por conglomerados y areniscas depositadas en un sistema deltaico con dominio fluvial, seguida por una superficie de inundación marina sobre la cual se asientan areniscas finas a muy finas y fangolitas arenosas.

Posteriormente, esta sucesión es cubierta por las rocas carbonáticas de la Formación La Manga, la cual en el Río Seco del Altar se presenta en facies silicoclásticas (Bressan *et al.*, 2013). Esta formación fue perfilada en dos sectores distintos, con el objetivo de describir su variabilidad composicional a lo largo de la Sierra de la Cara Cura: en el perfil 3 en el sector norte, y en el perfil 4 en el sector sur (Figs. 2.4, 2.8c y 2.7a). En el perfil 3 se midieron 7 metros de un banco masivo de areniscas medianas, la cual analizada bajo el microscopio es de textura clasto-sostenida, cuya población está compuesta por cuarzo, plagioclasa, líticos volcánicos ácidos y líticos sedimentarios moderadamente seleccionados, subredondeados y cementados por carbonatos. Mientras que en este perfil la Formación La Manga se apoya sobre la Formación Bardas Blancas, en el perfil 4 (modificado de Naipauer *et al.*, 2016), la misma se apoya en discordancia erosiva sobre la petrofacies B de la Formación Cara Cura (Figs. 2.4, 2.5 y 2.7a). En este último perfil se midieron un total de 28 metros (Fig. 2.5), los que comienzan con un depósito basal carbonático que presenta bioturbación y restos de corales asignados al género *Stelidioseris* (Naipauer *et al.*, 2016). Por encima, estos autores identificaron un nivel de limolitas con abundantes ostras pertenecientes al género *Aetostreon*, de edad Oxfordiana, cuya presencia era desconocida en el Oxfordiano de Argentina. El resto del perfil se completa con bancos de areniscas cuarzosas con cemento carbonático y estratificación entrecruzada tabular planar (Naipauer *et al.*, 2016).

Por último, las evaporitas de la Formación Auquilco fueron identificadas en ambas sierras por encima de la formación La Manga y por debajo del Grupo Mendoza (Fig. 2.4). Sin embargo, en el anticlinal oriental de la Sierra de la Cara Cura esta unidad no ha sido identificada (Fig. 2.4), hecho que ya había sido advertido por Groeber (1929), quien observa que el Titoniano,

representado por la base del Grupo Mendoza, yacía directamente sobre la serie porfirítica supratríasica, actual Formación Remoredo (Fig. 2.8d).

2.5. Edad del ciclo Precuyano en el depocentro Cara Cura-Reyes

La edad del ciclo Precuyano en el depocentro había sido delimitada al Jurásico Inferior en base a restos de vegetales fósiles hallados en la petrofacies B por Pángaro *et al.* (2004) (Drosina *et al.*, 2011). Sin embargo, con el objetivo de brindar un marco temporal más preciso, se realizaron dataciones U-Pb SHRIMP en circón en la base de la columna y en la unidad volcánica registrada en un nivel lo más cercano posible al techo, los cuales corresponden a una dacita en la petrofacies A de la Formación Cara Cura, y a una toba intercalada entre las sedimentitas de la Formación Remoredo (Figs. 2.4 y 2.5).

Separación y análisis de las poblaciones de circones

Se tomaron en el campo entre 4 y 5 kg de roca por muestra para la separación de circones y la obtención de edades absolutas U-Pb SHRIMP. Las rocas fueron molidas y trituradas en la sala de molienda del INGEIS (UBA-CONICET) con trituradoras de mandíbulas. Posteriormente, en el laboratorio de separación de minerales pesados del IDEAN (FCEN-UBA) se tamizaron para la separación de la fracción menor a 200 micrones (malla N° 100). La concentración de los minerales pesados se realizó a partir de procesos hidráulicos con la técnica de la batea. Bajo lupa binocular se separaron entre 300 y 400 cristales de circón por muestra, se tomaron microfotografías y se describieron las poblaciones más importantes de circones.

En la muestra CCL-42 perteneciente a la Formación Cara-Cura se separaron 350 cristales de circón. La población que predomina tiene como característica morfológica su hábito prismático largo, con una elongación (largo/ancho) mayor a 5. Su forma es idiomorfa y se conservan las terminaciones piramidales. Muchos de los cristales se encuentran fracturados y presentan numerosas inclusiones, con tamaño de cristales en general mayor a 200 micrones de largo y entre 50 y 70 micrones de ancho (Fig. 2.10a). Se interpreta que esta población es típica de origen volcánico y está de acuerdo al tipo de roca analizada. Además, se definió una segunda población de cristales de hábito prismático corto, con una elongación entre 2 y 4, forma idiomorfa, color amarillo oscuro y de gran tamaño (mayor a 200 micrones). Esta población tiene características de origen ígneo, probablemente volcánico según la roca bajo estudio.

En la muestra CCL-38 de la Formación Remoredo se separaron 330 granos de circón. Una de las poblaciones más abundantes presenta hábito prismático largo y algunos presentan hábito acicular. La elongación es mayor a 5, son traslúcidos y límpidos, presentan abundantes inclusiones alargadas y poseen forma idiomorfa con las caras piramidales conservadas. El largo

de los cristales varía entre 100 y 200 micrones y el ancho es generalmente menor a 50 micrones (Fig. 2.10b). Esta población es interpretada como de origen volcánico y está de acuerdo con la clasificación de la roca como una toba. Se definió una segunda población que también es mayoritaria y que se caracteriza por el gran tamaño de los circones y sus tonalidades oscuras, los que se encuentran en su mayoría fracturados y conservando las caras piramidales de forma idiomorfa.

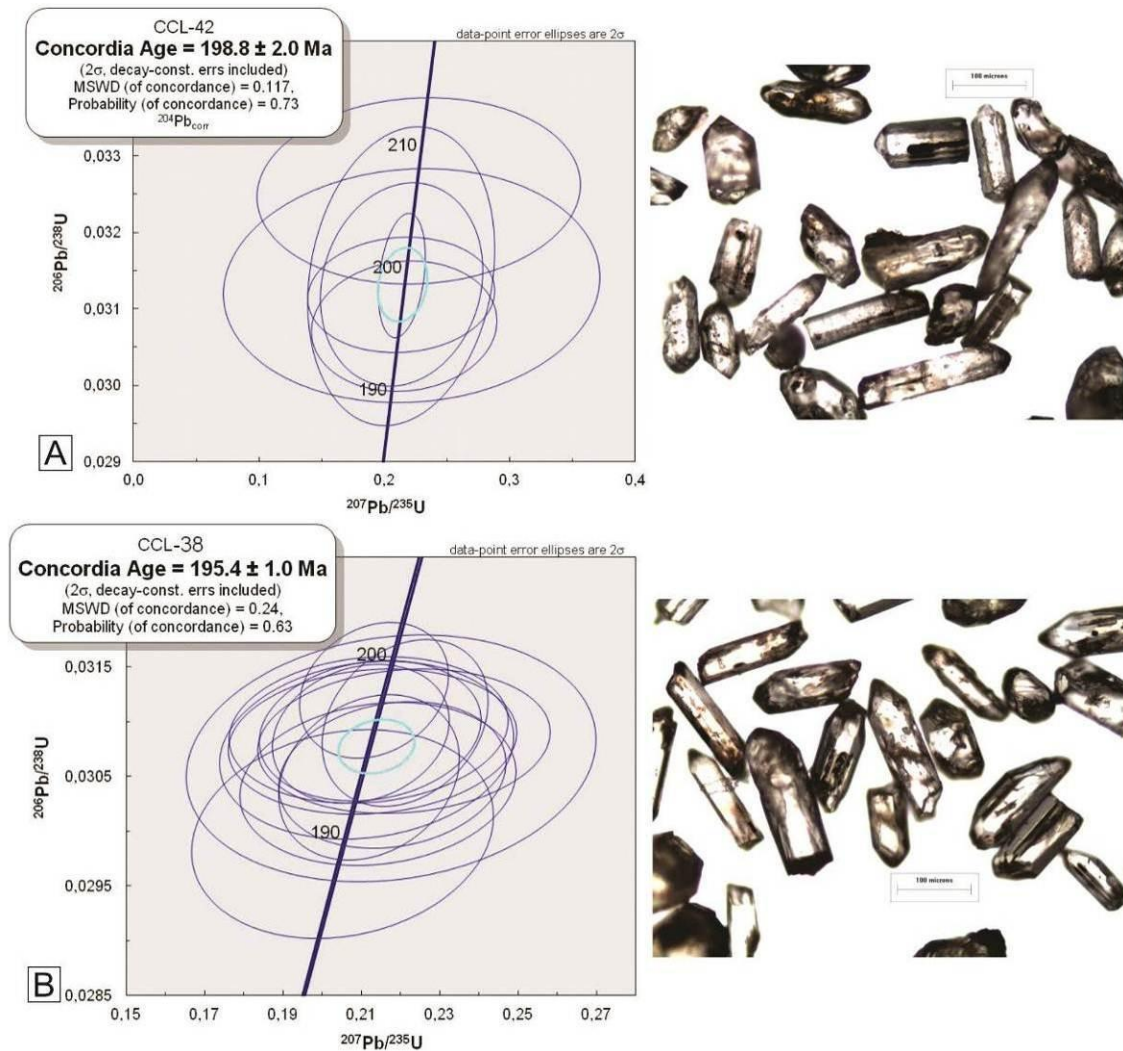


Figura 2.10: Resultados y diagramas de concordia de las dataciones U-Pb SHRIMP en circones, y su morfología bajo lupa binocular, las cuales fueron realizadas en las unidades de la base y del techo del ciclo Precuyano, logrando restringirlo temporalmente al Sinemuriano. A) Edad de la muestra CCL-42, correspondiente a una dacita de la petrofacies A del ciclo Precuyano. B) Edad de una toba intercalada en el sector medio de la Fm. Remoredo.

Método y edades U-Pb SHRIMP en circones

Los cristales separados fueron enviados a la Universidad de San Pablo (USP) en Brasil con el objeto de tomar imágenes de catodoluminiscencia de los mismos y posteriormente datarlos mediante la metodología U-Pb SHRIMP (*sensitive high-resolution ion microprobe*).

Las edades U-Pb SHRIMP de los circones se obtuvieron usando el equipo SHRIMP IIe del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências de la USP. En forma previa a los análisis en el SHRIMP, los circones seleccionados fueron montados en resina epoxi junto a circones estándar (circón patrón TEMORA-2 con edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 416,78 \pm 0,33$ Ma, Black et al., 2004). Luego, se pulió y limpió intensivamente el *mount* y se fotografió en lupa binocular. Posteriormente, el *mount* se recubrió con una lámina de oro de alta pureza de 2-3 nm de espesor y se documentó usando microscopía electrónica (electromicrofotografías de catodoluminiscencia -CL- y electrones secundarios -ES-). Luego de obtener las imágenes de microscopía electrónica, el *mount* se pulió y limpió nuevamente, se recubrió con una capa final de oro de alta pureza (~3 nm de espesor) y se insertó en el SHRIMP para realizar los análisis. El método analítico sigue los procedimientos descritos por Compston *et al.* (1984) y Williams (1998). Las correcciones por ^{206}Pb de origen común fueron realizadas usando la medición de ^{204}Pb de acuerdo a Stacey y Kramers (1975). En forma previa al cálculo de las edades, los datos fueron filtrados para remover los análisis con más del 3% de ^{206}Pb de origen común. Los datos U-Pb de los circones son presentados en diagramas Concordia realizados con ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2008).

En la muestra CCL-42 un total de 8 circones fueron analizados por U-Pb (SHRIMP). El grupo de circones concordantes, el cual está conformado por 7 cristales, arrojó una edad Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $198,8 \pm 2,0$ Ma (MSWD = 0.117), interpretada como la edad de cristalización magmática de la roca volcánica (Fig. 2.10a). Un circón arrojó una edad más antigua de ca. 220 Ma, interpretada como una herencia de un evento magmático previo. Edades comparables con este valor fueron recientemente publicadas para la Andesita Cerro Negro (ca. 223 Ma; Naipauer *et al.*, 2015), ubicada al noroeste de la zona de estudio.

En la muestra CCL-38 se analizaron 13 cristales de circón que arrojaron una edad Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $195,4 \pm 1,0$ Ma (MSWD = 0.24), la cual es interpretada como la edad de cristalización magmática de los circones volcánicos de la toba (Fig. 2.10b).

De esta manera, la edad del ciclo Precuyano en el depocentro Cara Cura-Reyes queda constreñida al Sinemuriano, acotando el hiatus en 10-15 Ma entre éste y la transgresión del Grupo Cuyo en el Toarciano tardío (Spalletti *et al.*, 2012; Veiga *et al.*, 2013) (Fig. 2.4).

2.6. Información de subsuelo

Al este del depocentro Cara Cura-Reyes, en un área conocida como el Bordo Alto del Payún, aflora una secuencia compuesta por volcanitas de edad oligo-miocena asignada a la Formación La Matancilla (González Díaz, 1979; Kay y Copeland, 2006; Dhyr *et al.*, 2013a), sobre la cual se depositaron los basaltos mayormente cuaternarios de la Payenia (Ramos y Folguera, 2011; Soager *et al.*, 2013). Esta espesa cobertura volcánica impide continuar con la observación directa de la cuenca Neuquina, por lo que su análisis debe ser realizado en profundidad.

Esta zona despertó el interés de YPF S.A., quienes realizaron una serie de sondeos sísmicos en el Bordo Alto del Payún (Figs. 2.1), en donde identificaron una serie de subcuencas a las cuales agruparon en un depocentro denominado Cañadón Amarillo (Carbone *et al.*, 2011) o Granito Negro, conocido solo parcialmente a partir de sísmicas de reflexión y escasos pozos (Villar *et al.*, 2008; Villar *et al.*, 2014). Este representa un hemigráben de orientación NO-SE, del cual se ha reconstruido una columna litológica simplificada que supera los 1400 metros de espesor (Villar *et al.*, 2014). En la sección inferior predomina una alternancia de lutitas oscuras con tobos y arenas, las cuales son reemplazadas hacia la parte media por paquetes de rocas volcánicas, terminando en una espesa secuencia de basaltos, riolitas y depósitos ignimbríticos (Sruoga y Rubinstein, 2007). Estos autores interpretaron que las lutitas oscuras se acumularon en un ambiente lacustre, en el cual ingresaron progresivamente términos epiclásticos y piroclásticos y cuya colmatación se da por el arribo de flujos volcánicos.

Sin embargo, en una adquisición sísmica 3-D realizado en un área de aproximadamente 25 km² ubicada a 20 km al este del depocentro Cara Cura-Reyes (Fig. 2.1), se ha identificado un hemigráben en subsuelo con una orientación diferente. Controlado por una falla maestra de orientación NNE-SSO e inclinación al ONO, este depocentro fue reconocido al mapear a la profundidad a la que se encuentra el techo de la Formación Vaca Muerta (Fig. 2.11a). Al cruzar la falla maestra, este techo se encuentra desfasado, lo que puede ser efecto de la compactación diferencial (Cristallini *et al.*, 2006; Cristallini *et al.*, 2009), o de una reactivación de esta falla posterior a la depositación de Vaca Muerta. Además, se observa un segundo patrón de fallas de menor magnitud de orientación ONO-ESE e inclinación NNE, las que segmentan a este hemigráben en una serie de bloques discretos transversales a la estructura principal (Fig. 2.11a).

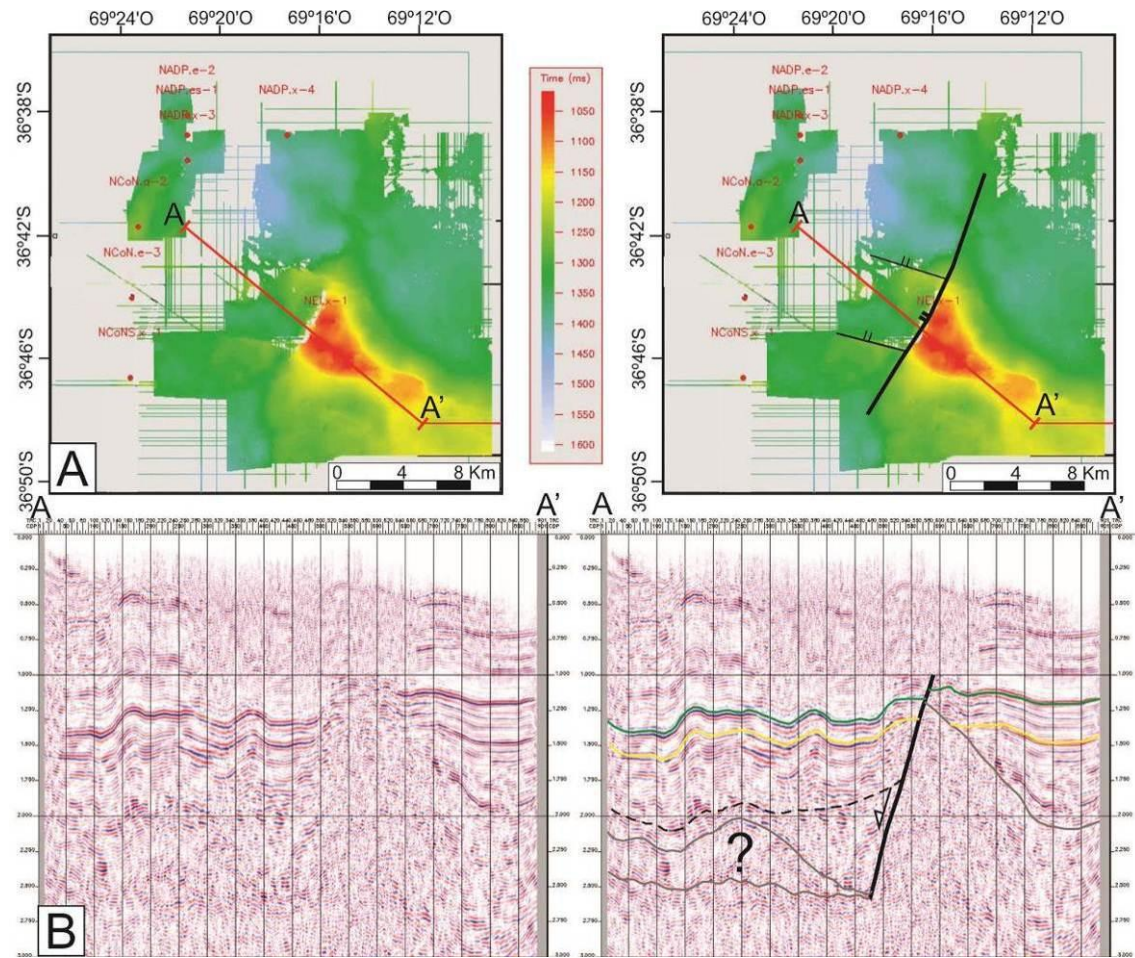


Figura 2.11: A) A partir de un mapeo de la profundidad en tiempo de la isócrona correspondiente al techo de la Fm. Vaca Muerta, se identificaron fallas de orientación ONO que controlan relativamente pequeños espesores de sedimentos, las cuales son cortadas por una falla de orientación aproximada NNE que controla mayores espesores. Al igual que en las Sierras de la Cara Cura y de Reyes, en el subsuelo se observan dos patrones de fallas controlando espesores de las unidades jurásicas, posiblemente correspondientes al precuyano. B) En una sísmica 2-D que atraviesa el depocentro en dirección NO-SE, se observa que el relleno inicial está constituido por un paleorelieve, probablemente de origen volcánico, el cual es cubierto por una unidad sedimentaria cuyos espesores son controlados por la actividad de la falla maestra. La reflexión marcada en verde correspondería al techo de la Fm. Vaca Muerta, mientras que la reflexión fuerte marcada en amarillo posiblemente corresponda al yeso de la Fm. Auquillo.

Al analizar una sísmica 2-D ubicada a lo largo del corte AA' de orientación NO-SE, se observa que la falla normal acomoda un gran espesor de sedimentos hacia el NO, pero al no tener datos de pozos, no se puede saber con certeza que formaciones están alojadas dentro de este hemigráben (Fig. 2.11b). Sin embargo, el contacto entre el basamento y la columna sedimentaria se infiere por la falta de reflexiones continuas, a lo cual hay que sumar que el techo de la Formación Vaca Muerta (reflexión fuerte en las evaporitas de la base del Grupo Bajada del Agrio) se ubica entre los 1100 ms y 1050 ms en el bloque alto de la falla, y entre los 1300 ms y

1350 ms en el bloque bajo (Fig. 2.11a), representada por una reflexión importante remarcada con una línea verde (Fig. 2.11b).

La geometría de cuña de los depósitos contenidos dentro del hemigráben permiten su correlación con la Formación Remoredo, y la presencia de una morfología sobre la cual traslapan estos estratos dentro del mismo permiten inferir un paleorelieve volcánico en el depocentro (Fig. 2.11b). Esta última inferencia se realizó luego de establecer una analogía con lo descrito por Pángaro *et al.* (2006a) en líneas sísmicas atravesando otros depocentros con relleno volcánico en el ciclo Precuyano.

De esta manera, se describe un nuevo depocentro del ciclo Precuyano limitado por una falla de 15 km de longitud, orientación NNE-SSO e inclinación al ONO, la cual define un hemigráben segmentado por una serie de fallas de 4 kilómetros de longitud y orientación ONO-ESE e inclinación al NNE, relleno por un paleorelieve volcánico sobre el cual hace *onlap* una unidad con geometría de cuña correlacionable con la Formación Remoredo. Este patrón de fallas bimodal y la geometría del relleno del hemigráben presentan una gran similitud con lo descrito en superficie para el depocentro Cara Cura-Reyes, lo que permite inferir que ambos depocentros tendrían una historia geológica semejante, e incluso podrían estar conectados en profundidad.

2.7. Discusión

Paleogeografía jurásica de la zona de estudio

Utilizando los datos existentes en la bibliografía y los nuevos aportados en este capítulo, se llevó a cabo una reconstrucción de la paleogeografía de la zona de estudio, la que se encuentra ilustrada en una serie de blocks diagrama representados en la figura 2.12.

La apertura de este depocentro fue constreñida al Sinemuriano temprano (Fig 2.12a) a partir de una nueva edad obtenida en la unidad aflorante más antigua del mismo, la petrofacies A de la Formación Cara Cura. La datación absoluta de una dacita en la base de esta unidad arrojó una edad de $198,8 \pm 2,0$ Ma, marcando el inicio de la erupción de un gran volumen de volcanismo ácido a intermedio con un fuerte control estructural. Una dirección de extensión principal aproximadamente NNE calculada por Giambiagi *et al.* (2009b) habrían sido las responsables de la generación de las fallas normales de orientación aproximada E-O e inclinación hacia el sur que acomodarían los términos volcánicos a volcanoclásticos de la Formación Cara Cura. En primer lugar, un volcanismo de carácter máfico a mesosilíceo se manifestaría en forma de dacitas y andesitas interdigitadas con brechas, tobas y una gran cantidad de material sedimentario de procedencia netamente volcánica. Este volcanismo fue interpretado como un sistema de estratovolcanes coalescentes, cuyo foco principal de emisión se ubicaría hacia el sector norte de la Sierra de la Cara Cura, en donde se encuentran los mayores espesores de estas

volcanitas, agrupadas dentro de la petrofacies B de la Formación Cara Cura (Fig. 2.12a). Este volcanismo migraría hacia términos más ácidos, evidenciados por la erupción de una gran cantidad de domos, diques e ignimbritas riolíticas a riodacíticas de la petrofacies C, cuyo control estructural seguirían siendo las fallas de orientación E-O. La actividad de estas fallas sería más importante hacia el sur, ya que las mismas habrían actuado como canales alimentadores para este volcanismo, el cual tuvo su mayor desarrollo en ese sector de la Sierra de la Cara Cura y en la Sierra de Reyes (Fig. 2.12a). Esta situación se mantendría invariable durante la depositación de la petrofacies D inmediatamente por encima, ya que ésta es fruto de la erosión del relieve volcánico, cuyos espesores quedarían controlados por estas mismas fallas. Sin embargo, la declinación del volcanismo comenzaría a evidenciarse durante la depositación de esta petrofacies, ya que su composición pasa a ser principalmente sedimentaria, aunque en sus términos superiores se observa la presencia de un volcanismo basandesítico (Fig. 2.12a). En total, este período de extensión acomodaría una columna volcánica a volcanoclástica de entre 434 y 800 metros de espesor como mínimo en menos de 4 Myr, ya que la extinción abrupta del volcanismo daría paso a la depositación de la Formación Remoredo en el Sinemuriano medio (Fig. 2.12b).

Esta extinción en el volcanismo es interpretada a partir de la ausencia de centros emisores de material volcánico, aunque la depositación de las capas rojas de la Formación Remoredo se daría en un contexto de volcanismo activo, evidenciada por la presencia de tobas interdigitadas, una de las cuales proporcionaría una edad absoluta de $195,4 \pm 1,0$ Ma para su sección media (Fig. 2.12b). Sin embargo, el contexto tectónico en el cual se depositó habría sido diferente, ya que la presencia de un breve hiatus depositacional y las variaciones en el control estructural y en la generación del espacio de acomodación indicarían un cambio en la dinámica extensional del depocentro. La dirección principal de extensión pasaría a ser en este caso la de orientación ONO, generando grandes fallas de orientación NNE que crearían un nuevo espacio de acomodación en el norte de la Sierra de la Cara Cura y en la Sierra de Reyes, quedando las anteriores fallas inactivas (Fig. 2.12b). Este nuevo espacio sería ocupado en un principio por ríos gravo-arenosos de alta energía y luego por sistemas lacustres, cuya fuente principal de detritos sería la erosión del paleorelieve volcánico generado durante la apertura del depocentro (Fig. 2.12b). Este paleorelieve no llegaría a ser arrasado completamente y, al igual que las estructuras extensionales previas, terminaría siendo cubierto casi en su totalidad por la Formación Remoredo (Fig. 2.12b). Este cambio en la energía del ambiente sedimentario estaría reflejando una disminución en la subsidencia mecánica, siendo reemplazada por un mecanismo de subsidencia termal, dando por terminada la fase de sinrift hacia el Sinemuriano tardío.

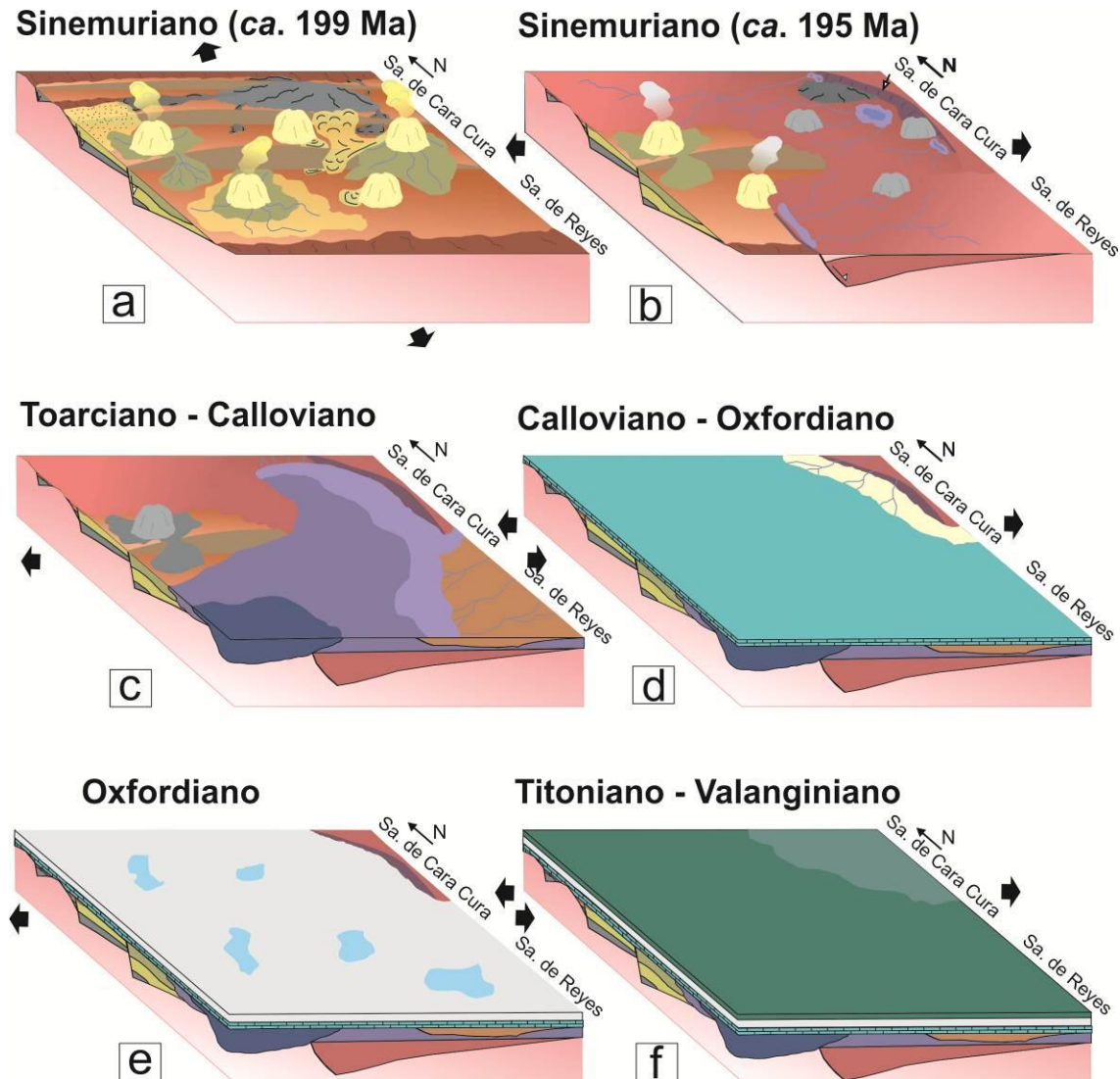


Fig. 2.12. Esquema evolutivo de la apertura del depocentro Cara Cura-Reyes y la sedimentación jurásica a través de una serie de blocks diagrama. La misma comienza con una etapa de subsidencia mecánica correspondiente en primer lugar a la actividad de fallas E-O, y posteriormente a fallas de orientación NNE, evidenciando un cambio en la dirección principal de extensión durante el Sinemuriano. El paleorelieve volcánico y estructural generado durante el *rifting* ejercería un control pasivo durante la etapa de subsidencia térmica entre el Toarciano y el Oxfordiano, hasta que finalmente en el Tithoniano es completamente cubierto por el mar del Grupo Mendoza.

Luego de un hiatus de entre unos 10 a 15 Ma, comienza la etapa de post-rift, reanudándose la sedimentación en el depocentro con la transgresión del mar cuyano en el Toarciano tardío (Fig. 2.12c), edad obtenida a partir del registro fosilífero en la Formación Bardas Blancas de la Sierra de Reyes (Spalletti *et al.*, 2012). Sin embargo, esta transgresión no fue homogénea en todo el depocentro, ya que al sur de la Sierra de la Cara Cura y en la Sierra de Reyes se presenta en facies marinas, mientras que al norte de la Sierra de la Cara Cura la misma está representada por escasos metros de facies fluviales. Por otra parte, hay zonas en las cuales esta formación parece

no haberse depositado, ya que el paleorelieve estructural y volcánico generado durante el Sinemuriano habría ejercido un control pasivo durante su sedimentación (Fig. 2.12c). Las facies fluviales en la Sierra de la Cara Cura se encuentran cercanas al trazo de la falla inferida, por lo que la presencia de un paleo-alto estructural habría afectado a la pendiente local y generado tan abrupto cambio de facies. Este control pasivo se mantendría hasta el Calloviano, sobreviviendo la profundización de la cuenca hacia el SO evidenciada por la depositación de las pelitas oscuras de la Formación Los Molles en el Batoniano y a la posterior regresión marina representada por el avance de un sistema fluvio-deltaico de la Formación Lajas en el límite Batoniano-Calloviano (Spalletti *et al.*, 2012; Veiga *et al.*, 2013) (Fig. 2.12c).

Este sistema fluvio-deltaico continuaría con la depositación de los términos inferiores de la Formación Lotena, aunque rápidamente se produce una transgresión marina volviendo a inundar el depocentro, sobre el cual avanza la plataforma carbonática de La Manga, constreñida al Oxfordiano a partir de la fauna marina descripta por Naipauer *et al.* (2016). En este caso, el paleorelieve volcánico pasa a ser cubierto en su totalidad, mientras que el alto estructural generado por la falla NNE-SSO en el norte de Cara Cura no sería superado, aunque sí tendría una influencia en las facies de esta unidad. Al encontrarse elevado con respecto al resto del depocentro, las facies de La Manga cerca de esta área son silicoclásticas y posiblemente de origen fluvial, cuya transición hacia las facies carbonáticas de la Sierra de Reyes se observa en las facies mixtas descriptas en el perfil 4 del sur de la Sierra de la Cara Cura (Fig. 2.12d).

En el Oxfordiano tardío se produce la primera desecación total del depocentro y generalizada en toda la cuenca neuquina, depositándose las evaporitas de la Formación Auquilco en toda el área, con la excepción del alto estructural generado por la falla al noreste de la Sierra de la Cara Cura (Fig. 2.12e).

Por último, luego de un hiatus en el Kimmeridgiano, un nivel de mar alto a nivel global y la reanudación de la subsidencia regional (Legarreta y Uliana, 1996) posibilita que el alto estructural sea finalmente superado, y las pelitas y carbonatos del Grupo Mendoza inundan uniformemente todo el depocentro (Fig. 2.12f). Sin embargo, el efecto de la compactación diferencial podría generar cambios de espesor, de inclinación y desfasar los contactos entre las unidades a través de fallas, tal como se observó en el depocentro detectado en subsuelo y en otros sectores de la cuenca (Cristallini *et al.*, 2006, 2009)

Evolución espacio-temporal del magmatismo y la extensión en la cuenca neuquina

El gran volumen de volcanismo ácido a intermedio erupcionado en menos de 4 Myr en la zona de estudio constituye una anomalía respecto a su posición dentro de Gondwana y la de los LIPs identificados que propiciaron su desintegración, situación común en la gran mayoría de los depocentros cercanos al Engolfamiento Neuquino (Llambías *et al.*, 2007; D'Elia *et al.*, 2012a).

De la misma manera, la presencia de dos controles estructurales diferentes y sobreimpuestos en el ciclo Precuyano en la zona de estudio y en otros depocentros estudiados, requiere una explicación, tal como ha sido esbozada apelando a un único mecanismo de extensión que interfiere con anisotropías en el basamento (Bechis *et al.*, 2014). En su conjunto, los mecanismos asociados a este vulcanismo y el contexto extensional bajo el cual se desarrolló son aún discutidos, no existiendo un total consenso acerca de si la cuenca Neuquina corresponde a una cuenca de rift, o a una cuenca de trasarco. En la hipótesis de la cuenca de rift, el colapso del orógeno Gondwánico y el desmembramiento del supercontinente serían los disparadores principales (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001), mientras que la subducción oblicua bajo un régimen asociado a roll back negativo sería la responsable de una dinámica de cuenca de trasarco (Vicente, 2005; Mosquera y Ramos, 2006). La hipótesis del nacimiento de la cuenca Neuquina como cuenca de trasarco necesita indefectiblemente la constatación de la existencia de una zona de subducción de la cual existe consenso recién para el Jurásico Temprano en adelante, debido a la falta de un arco volcánico definido durante el Paleozoico tardío y el Triásico (Mpodozis y Kay, 1992; Mpodozis y Ramos, 2008). Una vez instaurado el arco, no quedan dudas de que la dinámica de la cuenca neuquina correspondería a la de una cuenca de trasarco, cuyo relleno sedimentario se interdigitaría con los depósitos provenientes del arco volcánico activo (Llambías y Leanza, 2005; Folguera *et al.*, 2007; Naipauer *et al.*, 2015). Sin embargo, trabajos recientes postulan que la subducción no se interrumpió durante el Paleozoico tardío y el Triásico, sino que la misma se desarrollaba con baja velocidad por debajo de una Pangea semi-estática, generando un régimen extensional en todo el margen (del Rey *et al.*, 2016). Este nuevo modelo podría ser la clave para ligar la evolución espacio-temporal del magmatismo y de la extensión en los estadios iniciales de la cuenca Neuquina.

En este contexto, Llambías *et al.* (2007) fueron los primeros en proponer la superposición de una pluma térmica al régimen extensional relacionado a la convergencia oblicua de placas en un régimen asociado a roll back, lo que habría facilitado la extensión, favorecido la erupción de la gran cantidad de vulcanismo bimodal, generando el desarrollo no lineal de los grábenes de la cuenca neuquina, lo cual le otorga su distintiva forma triangular. D'Elia *et al.* (2012a) dan un paso adicional a esta discusión aportando nuevos datos geoquímicos y comparándolos con datos preexistentes, proponiendo un modelo de fusión parcial asociado a un subplacado conformado por una pluma silícica fría proveniente de la losa subductada. La presencia de plumas térmicas durante el desmembramiento de supercontinentes es un concepto cada vez más abordado dentro de la bibliografía, aunque la relevancia de su rol dentro de la ruptura es todavía discutida (Vaughan y Livermore, 2005; Vaughan y Storey, 2007; Santosh *et al.*, 2009; Torsvik and Cocks, 2013; Cawood *et al.*, 2016).

La combinación de las nuevas edades obtenidas y las observaciones realizadas con respecto al control estructural del ciclo Precuyano, indica que entre *ca.* 199 Ma y *ca.* 195 Ma se depositaron espesas columnas de volcanismo ácido a intermedio con un control estructural perpendicular al margen, mientras que desde los *ca.* 195 Ma en adelante, el relleno pasaría a ser sedimentario con un control estructural paralelo al margen. Es por ello que, siguiendo el modelo de Llambías *et al.* (2007), y teniendo en cuenta las direcciones de extensión propuestas por Giambiagi *et al.* (2009b), se infiere que el volcanismo bimodal y el control estructural perpendicular al margen serían fruto de la superposición de una pluma térmica gatillada por el desmembramiento de Gondwana con fenómenos de extensión detrás del arco, los cuales ya actuaban con anterioridad y siguieron funcionando una vez que este evento térmico declinó. La idea de una pluma térmica en la zona como la postulada por Llambías *et al.* (2007) permiten colocar estos nuevos datos dentro de un contexto tectónico más general, en donde se observa que el volcanismo precuyano habría tenido una gran extensión areal durante un corto período de tiempo (Fig. 2.13a).

Hacia el norte, en el depocentro Atuel, el relleno es netamente sedimentario, lo cual es interpretado como un ambiente extensional aproximadamente a los 203 Ma pero fuera del área afectada directamente por la anomalía astenosférica (Fig. 2.13) (Naipauer *et al.*, 2015; Horton *et al.*, 2016). La interacción de una dirección de extensión NE con la orientación general NNO del depocentro, llevarían a Bechis *et al.* (2010) a interpretarlo como un rift oblicuo. Además, estos autores postulan que las fallas principales del depocentro se habrían generado durante el Triásico Tardío, en forma previa a la instauración de la dirección de extensión NE, como consecuencia del estiramiento de una fábrica del basamento paleozoico superior o de una sutura entre terrenos. Sin embargo, al constituir ésta una dirección aproximadamente paralela al margen, bajo los nuevos modelos de subducción con extensión durante el Triásico, no puede desestimarse un origen relacionado a una cuenca de trasarco, a la cual se le superpuso una dirección de extensión producto del desmembramiento de Gondwana durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Fig. 2.13). Hacia el sur, la única edad disponible del ciclo Precuyano en el depocentro Río Grande es de *ca.* 223 Ma, la cual corresponde a un evento magmático previo del que todavía se sabe muy poco (Naipauer *et al.*, 2015). Una vez ingresados a la zona en donde la cuenca pierde su desarrollo linear y comienza a extenderse hacia el interior de Gondwana, grandes espesores de magmatismo comienzan a intercalarse en el ciclo Precuyano. En la zona de los depocentros Malargüe y Palaoco, los depósitos corresponden a un volcanismo de tipo distal, y a pesar de no haber edades ni descripciones precisas de sus controles, Giambiagi *et al.* (2009b) observan dos patrones de fallas afectando a niveles correspondientes al Precuyano oblicuos al margen (Fig. 2.13). En la Cordillera del Viento, Sagripanti *et al.* (2014) también observan dos patrones de fallas precuyanas oblicuos al margen, y una datación U-Pb SHRIMP de Suárez *et al.* (2012) indican que su relleno tiene una edad de

198 Ma (Fig. 2.13). Este hecho avala la presencia de la pluma térmica previamente postulada por Llambías *et al.* (2007) en la zona a partir de datos geoquímicos durante el Jurásico Temprano. La edad de *ca.* 199 a 195 Ma obtenida para el volcanismo precuyano y la presencia de un control estructural perpendicular al margen permiten ampliar el área de influencia de la pluma hasta el depocentro Cara Cura-Reyes (Fig. 2.13a). El engolfamiento de la cuenca Neuquina coincide con la zona en donde los depocentros tienen un relleno principalmente volcánico, por lo que Llambías *et al.* (2007) interpretan a la misma como la zona de mayor influencia de la pluma (Fig. 2.13). Las edades de *ca.* 204 Ma y *ca.* 199 Ma obtenidas por Schiuma y Llambías (2008) en el subsuelo de la Dorsal de Huincul son coincidentes con las obtenidas para el volcanismo de la zona norte de influencia de la anomalía (Fig. 2.13). Las fallas que controlaron su depositación son perpendiculares al margen, pero su control primario sería una fábrica previa en el basamento paleozoico (Mosquera y Ramos, 2006; Pángaro *et al.*, 2009). Su continuación en los depocentros de Catan Lil, Chachil, Chacaico y Aluminé carecen de dataciones precisas (Aluminé reporta una edad K-Ar de 201 ± 10 Ma de Rapela *et al.*, 1983), pero su relleno de sinrift con abundante participación volcánica y el control estructural que presentan, permite incluirlos dentro de la zona afectada por esta anomalía astenosférica (Franzese *et al.*, 2006, 2007; Muravchik *et al.*, 2011, 2014). Los depocentros del sur neuquino, de relleno predominantemente volcánico (D'Elia *et al.*, 2012a y 2012b), han arrojado una edad de 192 Ma (Spalletti *et al.*, 2010), lo que marca un rejuvenecimiento hacia el sur en el *climax* del rift, tal como ha sido analizado por D'Elia *et al.* (2015). Esto ampliaría la zona de influencia de la anomalía térmica hacia el sur, cuyo extremo estaría representado por el vulcanismo de la Formación Garamilla, con edades de *ca.* 187 Ma (Benedini y Gregori, 2013) y *ca.* 189 Ma (Benedini *et al.*, 2014). Estos autores notan que la edad de este magmatismo es coincidente con la del volcanismo de intraplaca presente en el sector oriental del Macizo Norpatagónico, representado por la Formación Marifil (Fig. 2.13a) (Pankhurst y Rapela, 1995). Este hecho permite insertar al volcanismo precuyano dentro del contexto magmático Jurásico Inferior, con el fin de entender la relación entre sus edades, su distribución espacial, su composición y su geoquímica con el volcanismo de arco y el de intraplaca.

Este contexto magmático regional ha sido analizado por varios autores desde el punto de vista geocronológico, composicional y espacial, el cual se encuentra resumido en la figura 2.13a (Pankhurst *et al.*, 2000; Rapela *et al.*, 2005; Mpodozis y Ramos, 2008). Un conjunto de plutonitas del Triásico Superior denominado Batolito Patagónico Central (223-201 Ma) afloran en el Macizo Norpatagónico, los cuales presentan una geoquímica de arco volcánico (Rapela *et al.*, 1991). Esto implica la presencia de un margen de subducción al sur de los 40°S durante el Triásico Superior, el cual posteriormente se redefine hacia el oeste a una posición paralela al margen, cuyas raíces plutónicas se agrupan dentro del Batolito Subcordillerano, que reportan

edades que van desde 187 hasta 178 Ma (Fig. 2.13a). Por otro lado, el volcanismo de intraplaca se redefiniría hacia el este, con la erupción de las volcanitas de la Formación Marifil y equivalentes entre 188 y 178 Ma (Pankhurst y Rapela, 1995).

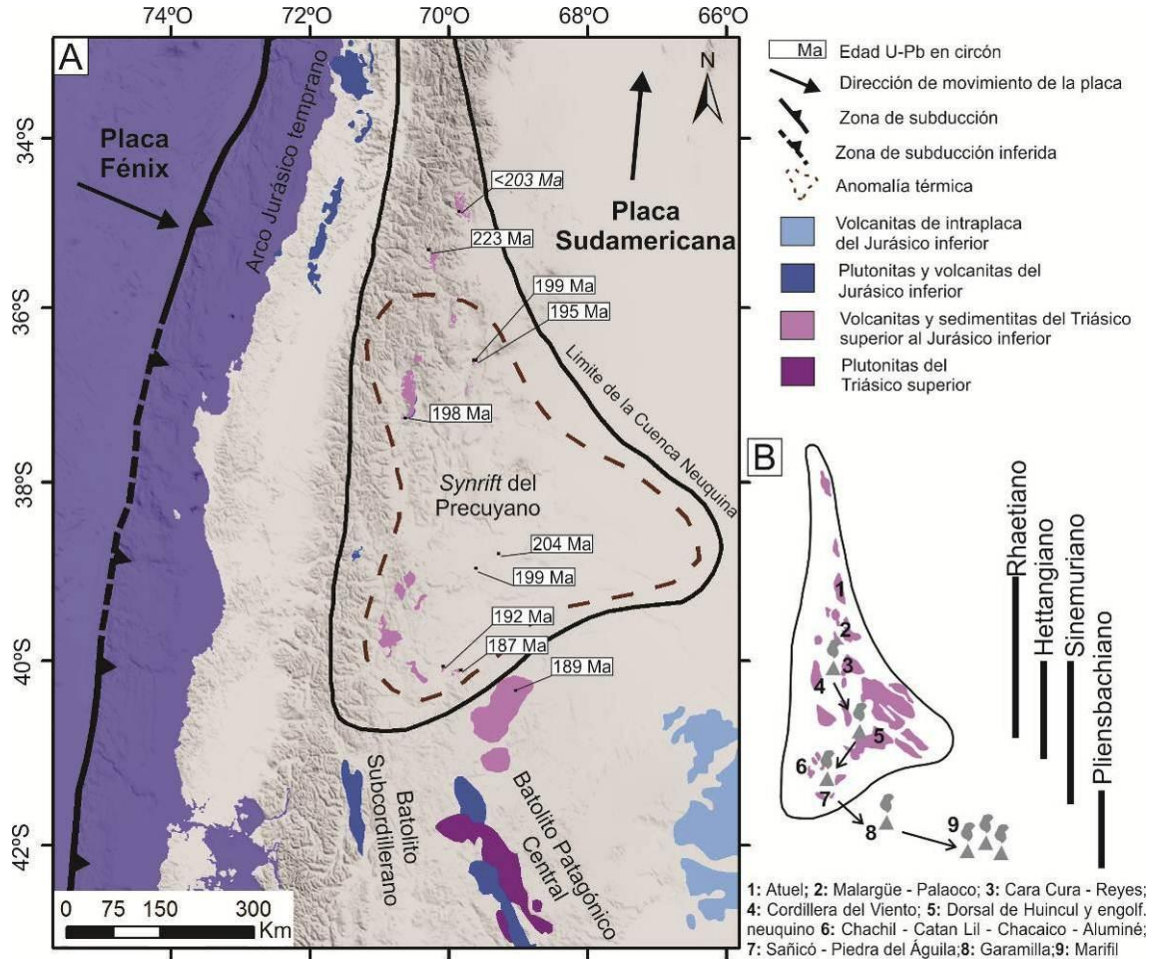


Fig. 2.13. A) Ubicación espacial del magmatismo de arco y de intraplaca durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano (modificado de De la Cruz y Suarez, 1996, Pankhurst *et al.*, 2000, Rapela *et al.*, 2005, Charrier *et al.*, 2007 y Folguera *et al.*, 2007), detallando las dataciones realizadas en el volcanismo del ciclo Precuyano de la cuenca Neuquina (Schiuma y Llambías, 2008; Spalletti *et al.*, 2010; Suárez *et al.*, 2012; Benedini y Gregori, 2013; Benedini *et al.*, 2014; Naipauer *et al.*, 2015 y este capítulo), en las cuales se observa un rejuvenecimiento de norte a sur. Este breve y voluminoso magmatismo sería producto del impacto de una anomalía térmica propuesta por Llambías *et al.* (2007) en la zona del engolfamiento coincidente con un gap latitudinal en la actividad del arco magmático. B) Migración de norte a sur del *climax* de la extensión y del magmatismo durante la apertura de la cuenca Neuquina entre el Rhaetiano y el Pliensbachiano, el cual presenta una continuidad temporal con el magmatismo de intraplaca de la Formación Marifil en el Macizo Norpatagónico.

Mientras tanto, al norte, en la Cordillera de la Costa, se encuentra aflorando el arco Jurásico inferior, caracterizado por las volcanitas de arco de las formaciones Ajial y Horqueta y los

plutones Flamenco y Caldera-Pajonales (Sernageomin, 2003; Charrier *et al.*, 2007). Charrier *et al.*, (2007) observan que este arco jurásico inferior declina volumétricamente al sur de los 35°30'S, para luego interrumpirse al sur de los 36°S, coincidiendo con el inicio de la expansión del magmatismo del ciclo Precuyano hacia el este (Fig. 2.13a).

Por lo tanto, el magmatismo del ciclo Precuyano queda comprendido latitudinalmente en una zona de gap entre dos arcos volcánicos coetáneos, uno en la cordillera de la Costa al norte y otro en el sector central Patagónico al sur (Fig. 2.13a). La ausencia de un arco triásico-jurásico inferior entre los 36°S y los 40°S ha llevado a pensar que en esta zona no había un margen de subducción, sino que el mismo era de tipo transcurrente (Franzese y Spalletti, 2001; D'Elia *et al.*, 2012a). Esa transcurrencia fue utilizada para explicar la tectónica extensional que dio origen a la cuenca y al sinrift precuyano, la cual habría estado delimitada al sur por el lineamiento Río Limay a los 40°S, el que separa dos áreas de diferente composición y evolución geológica (Franzese y Spalletti, 2001). Sin embargo, nuevos trabajos han revelado que las rocas del magmatismo precuyano constituyen una mezcla de magmas asociados al arco volcánico y magmas típicamente de intraplaca, lo que las caracteriza como híbridos influenciados por un margen de subducción con interacción de un flujo mantélico debajo de una corteza continental engrosada (Llambías *et al.*, 2007; Schiuma y Llambías, 2008; D'elia *et al.*, 2012a; de la Cal *et al.*, 2014).

De esta manera, el volcanismo del ciclo Precuyano representaría en su conjunto tanto el arco volcánico como el volcanismo de intraplaca del Jurásico Temprano, fruto de la interacción de una pluma térmica que impactó en la zona del engolfamiento (36°S - 40°S) entre los 204 Ma y los 187 Ma. En consecuencia, la cuenca Neuquina podría ser considerada como una cuenca de trasarco sobre la cual se superpuso un fenómeno térmico relacionado al desmembramiento de Gondwana, la que la transformó en una cuenca de rift por un corto período de tiempo, caracterizada por un anómalo volumen de volcanismo bimodal y una vigorosa subsidencia. El rejuvenecimiento de las edades del magmatismo y del *climax* extensional del rift hacia el sur evidenciaría una migración de la anomalía en la misma dirección (Fig. 2.13b). Una vez finalizada la influencia de la anomalía sobre un depocentro determinado, su mecánica de acumulación respondería a procesos de subducción con extensión detrás del arco, que en el caso puntual del depocentro Cara Cura-Reyes habría ocurrido alrededor de los 195 Ma. A partir del Pliensbachiano, el arco volcánico migraría hacia el oeste y se concentraría en una franja paralela a la trinchera (De la Cruz y Suarez, 1996; Llambías y Leanza, 2005; Llambías *et al.*, 2007; Folguera *et al.*, 2007), en concordancia con lo observado para el resto del margen. Las estructuras y el relieve volcánico heredado del rifting ejercerían un control pasivo durante el resto de la sedimentación jurásica en la cuenca.

Contexto geodinámico

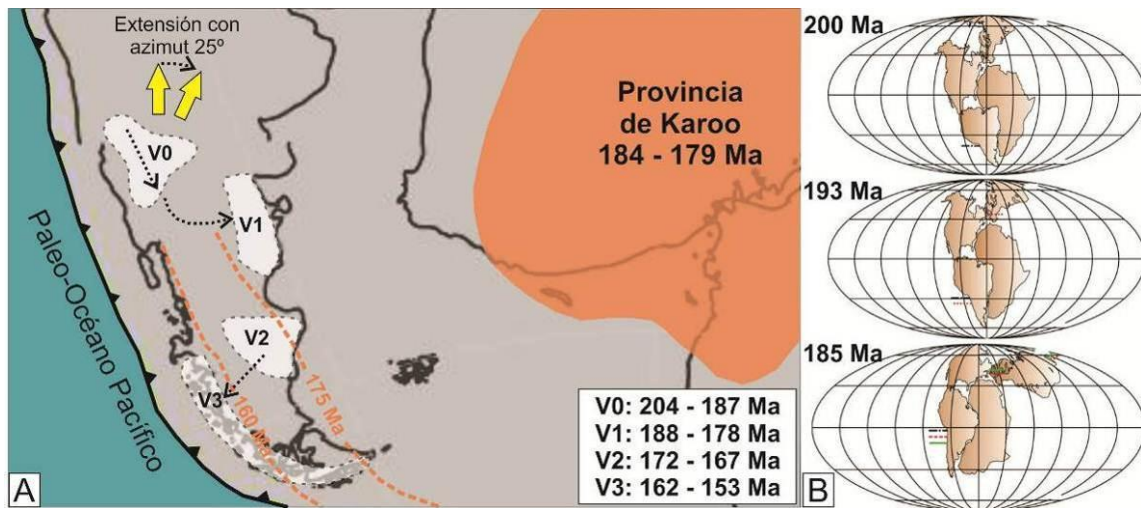
Al momento de analizar el contexto geodinámico del volcanismo precuyano, se observa que la propuesta de una anomalía térmica como causal de este breve pero voluminoso magmatismo se encuentra en concordancia con otras propuestas de plumas durante este período (Cox, 1992; Olsen, 1997; Pankhurst *et al.*, 2000; Vaughan y Storey, 2007; entre otros). Entre sus causas, se interpreta que en un contexto en el cual las masas continentales se encontraban amalgamadas, el calor basal no puede ser disipado con facilidad concentrándose debajo de las mismas. Sin embargo, no queda del todo claro el origen de estas plumas, ya que algunos autores las han ligado a inestabilidades en la interface manto-núcleo, gatilladas por la acumulación de losas oceánicas sobre la capa D'' (Vaughan y Livermore, 2005).

En el caso del extremo suroccidental de Gondwana (Fig. 2.14a), una superpluma habría generado la provincia magmática de Karoo (Cox, 1992), representada por un voluminoso magmatismo eruptado en un corto período de tiempo (184-179 Ma). A partir de un extenso trabajo geocronológico, Pankhurst *et al.* (2000) proponen que el magmatismo de intraplaca observado en la Patagonia Argentina correspondería a distintos frentes de avance de la pluma de Karoo hacia la zona de subducción, a los cuales denominó como V1 (188-178 Ma), V2 (172-167 Ma) y V3 (162-153 Ma) (Fig. 2.14a).

Sin embargo, las edades recopiladas para el magmatismo del ciclo Precuyano (204-187 Ma) son previas a la pluma del Karoo y al magmatismo de intraplaca de la Patagonia, por lo que la correlación con las mismas no es directa (Fig. 2.14a). Por otro lado, su correspondencia con la edad de la pluma que generó el CAMP hacia el norte (Olsen, 1997) es muy buena. Sin embargo, espacialmente estas anomalías no se encuentran ligadas. Por lo tanto, la pluma que habría originado al magmatismo del Precuyano debiera representar una anomalía no descripta con anterioridad, que participó directamente en la extensión del supercontinente de Gondwana. Este evento térmico, denominado V0 (Fig. 2.14a) se habría originado en las cercanías de una zona de subducción, por lo que su origen podría ligarse tanto a una pluma fría surgida directamente de la losa como sugiere D'Elia *et al.* (2015), o mantélica como sugieren los modelos de Vaughan y Livermore (2005).

Independientemente de su origen, esta anomalía térmica permanecería cuasi-estática mientras el supercontinente de Gondwana derivaba hacia el norte y rotaba en sentido horario entre los 197 Ma y los 185 Ma (Fig. 2.14b) (Iglesia Llanos y Prezzi, 2013; Müller *et al.*, 2016). La traza de esta pluma quedaría representada en superficie por la migración hacia el sur del magmatismo en el V0, y luego por su migración hacia el este al magmatismo del V1, correspondiente a la Formación Marifil (Pankhurst y Rapela, 1995), con un paso intermedio en la Formación Garamilla (Benedini *et al.*, 2014) (Fig. 2.14a). De esta manera, se podría explicar porque las

edades más antiguas de la pluma de Marifil (Suárez y Marquez, 2007) son previas al evento térmico del Karoo, ya que éste en sus inicios habría estado influenciado por una pluma originada durante el ciclo Precuyano en la zona del Engolfamiento Neuquino (V0), la cual se mantuvo estática durante el movimiento y la rotación horaria de Gondwana, hasta llegar a la ubicación del V1 (Fig. 2.14a). Posteriormente, esta anomalía se encontraría con el frente de avance del Karoo, las cuales migrarían en conjunto hacia la zona de subducción alcanzando las posiciones del V2 y del V3 y generando breves eventos de deformación de intraplaca a su paso (Navarrete *et al.*, 2016). Es por ello que tampoco debería descartarse el rol del debilitamiento térmico en relación a los eventos de deformación de intraplaca durante la migración del V0 al V1 en el ámbito de la cuenca Neuquina, como por ejemplo, los producidos en la dorsal de Huincul (Silvestro y Zubiri, 2008).



Por último, al rotar la dirección de extensión regional de la cuenca Neuquina estimada por Bechis *et al.* (2014) en 25° a su posición original, esta se alinea en una dirección N-S (Fig. 2.14a), coincidente con el movimiento hacia el Norte de Gondwana (Müller *et al.*, 2016). Por lo tanto, este movimiento podría haber interactuado con las suturas que atraviesan a la cuenca Neuquina, estirándolas y generando el patrón de fallas extensionales que se observan en los distintos depocentros, tal como lo demuestran los modelos de Bechis *et al.* (2014).

2.8. Conclusiones

Como primera conclusión, se fija la edad de la apertura del depocentro Cara Cura-Reyes en $198,8 \pm 2,0$ Ma a partir de una datación U-PB SHRIMP en circones provenientes de la unidad más antigua aflorante, correspondiente a base de la Formación Cara Cura del ciclo Precuyano. Posteriormente, un espesor mínimo de entre 435 y 800 metros de material volcánico a volcanoclástico fue acumulado debido a una vigorosa subsidencia concentrada en una serie de fallas de un mínimo de 2-3 km de largo y de orientación aproximada E-O e inclinando al sur, perpendiculares al margen.

Como segunda conclusión, se establece un cambio en la dinámica extensional del depocentro alrededor de $195,4 \pm 1,0$ Ma a partir de otra datación U-Pb SHRIMP en circones provenientes de la Formación Remoredo, una unidad mayormente sedimentaria en el techo del ciclo Precuyano. Este cambio en la dinámica se identificó debido a una variación en el control estructural, el cual sería ejercido por una serie de fallas de entre 5 y 15 km de largo de orientación NNE, paralela al margen.

En conjunto, esto llevaría a que en la etapa de subsidencia mecánica ocurrida durante el Sinemuriano se genere un importante paleorelieve volcánico y estructural, el cual ejercería un control pasivo en la sedimentación hasta el Titoniano en el depocentro, situación que se repite a lo largo de toda la cuenca Neuquina.

Las causas de este cambio drástico en el relleno del ciclo Precuyano y del control estructural en su depositación están ligadas a dos fenómenos de extensión superpuestos dentro de Gondwana. El primero habría afectado al margen pre-andino del supercontinente desde el Paleozoico tardío, que es un proceso de subducción con extensión detrás del arco producto de la subducción oblicua debajo de en una Pangea cuasi-estática. El segundo solo afectaría la zona del Engolfamiento Neuquino entre los 204 y los 187 Ma, el cual estaría ligado al desmembramiento de Gondwana producto de una pluma térmica. El origen del volcanismo ácido a intermedio descrito en el relleno inicial de los depocentros de la cuenca Neuquina estaría estrechamente vinculado a la interacción de esta anomalía térmica con una corteza engrosada y al aporte de fluidos desde la losa.

Por lo tanto, el volcanismo del ciclo Precuyano correspondería a una mezcla entre fluidos provenientes de un arco volcánico dentro de un régimen extensional y los fluidos producidos por un volcanismo de intraplaca dentro del *sinrift* de una cuenca de rift. La formación Remoredo y el resto de las unidades presentes en la cuenca neuquina habrían sido depositadas en una cuenca detrás del arco, lo que lleva a clasificarla como una cuenca de trasarco de edad triásica superior a cretácica inferior. Esta habría sufrido la superposición de un fenómeno térmico entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano otorgándole características de cuenca de *rift*, acelerando su apertura y confiriéndole su geometría triangular distintiva.

Por último, este evento térmico correspondería a una pluma denominada V0 originada a partir de una zona de subducción, la cual representaría un evento térmico previo a la pluma del Karoo. Esta pluma impactaría en la zona del Engolfamiento Neuquino alrededor de los 204 Ma. La posterior deriva de Gondwana, hacia el norte con una rotación horaria, generaría una extensión generalizada al interactuar con las suturas entre los distintos terrenos y una traza en el magmatismo asociado a la anomalía que permitiría su conexión con el evento V1 descrito en la Patagonia a partir de los 188 Ma. Esta migración de la anomalía dentro de la cuenca neuquina se ve reflejada en el diacronismo de las edades de apertura de los distintos depocentros, del magmatismo bimodal y del comienzo del *post-rift*.

3. Deformación cretácica tardía en la faja plegada y corrida de Malargüe a partir de la identificación de estratos de crecimiento en el Grupo Neuquén

3.1. Introducción

La subducción de las placas de Nazca y de Antártica por debajo de la placa Sudamericana es la responsable del desarrollo actual de los Andes, la cadena montañosa más larga del mundo asociada a un régimen de subducción de litósfera oceánica, la cual se desarrolla a lo largo de unos 7000 km abarcando algunos de los picos más altos del hemisferio occidental, así como gran cantidad de volcanes activos y el segundo altiplano más importante del planeta. Este orógeno de subducción ha sido dividido en tres sectores por Gansser (1973) y Ramos y Aleman (2000): los Andes del Norte, los Andes del Sur y los Andes Centrales, siendo este último sector en donde se encuentra el área de estudio (Fig. 3.1). La evolución de los Andes Centrales puede ser comprendida a través del análisis de sus depocentros sedimentarios adyacentes, cuyos depósitos registran los distintos procesos que los han afectado a través de su historia geológica. Su estructuración es diacrónica, con la compresión comenzando en el Cretácico, definiendo una serie de cuencas de antepaís, como la cuenca del Grupo Purilactis (Mpodozis *et al.*, 2005), la cuenca del Grupo Neuquén (Cazau y Uliana, 1973) y la cuenca del Grupo Chubut (Barcat *et al.*, 1989). La cuenca del Grupo Neuquén, objeto de estudio del presente capítulo, se encuentra parcialmente exhumada en la actualidad en una serie de fajas plegadas y corridas, dentro de las cuales se encuentra la faja plegada y corrida de Malargüe, ubicada en los Andes Centrales del Sur (Fig. 3.1).

Durante los últimos 20 años, desde el momento en que los primeros trabajos se abocaron a la definición de la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski *et al.*, 1993 y Manceda y Figueroa, 1995), el crecimiento de los Andes ha sido atribuido completamente a una fase de deformación miocena a cuaternaria. Posteriormente, otros autores trabajando en este faja han seguido esta propuesta (Giambiagi *et al.*, 2008a; Silvestro y Atencio, 2009; Turienzo *et al.*, 2012; entre otros), a pesar de que Groeber (1946, 1947) ya había mostrado evidencias de un evento de deformación previo en la zona. Sin embargo, estudios realizados en áreas mejor estudiadas del orógeno andino habían descripto la presencia de fases más antiguas como responsables del levantamiento inicial de este orógeno de subducción, basados principalmente en la descripción de estratos sinorogénicos (por ejemplo, Pananont *et al.*, 2004; Mpodozis *et al.*, 2005; Oncken *et al.*, 2006; Bascuñan *et al.*, 2015; Gianni *et al.*, 2015; Echaurren *et al.*, 2016; Martinez *et al.*, 2016). De manera similar, algunos trabajos puntuales habían propuesto la existencia de fases compresivas más antiguas en algunas zonas específicas de los Andes

Centrales del Sur, como por ejemplo en zonas ubicadas al sur de la faja plegada y corrida de Malargüe, en las fajas del Agrio y de Chos Malal (Fig. 3.1), localizándolas mayormente en el Cretácico tardío y en el Eoceno (Ramos, 1981; Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2007, 2009; Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012). En esta línea, solo unos pocos estudios habían mencionado una fase temprana en la faja plegada y corrida de Malargüe, ubicada en el Cretácico tardío (Galarza *et al.*, 2009; Orts *et al.*, 2012a, Spagnuolo *et al.*, 2012a; Mescua *et al.*, 2013), basando sus hipótesis mayormente en evidencias sedimentológicas, magmáticas y sísmicas, a partir de las cuales se fijaron los frentes orogénicos del Cretácico tardío (Fig. 3.1). Sin embargo, hasta la fecha no existe una descripción directa de las estructuras que habrían crecido durante este período, elemento decisivo en la reconstrucción del orógeno cretácico, foco principal de este capítulo.

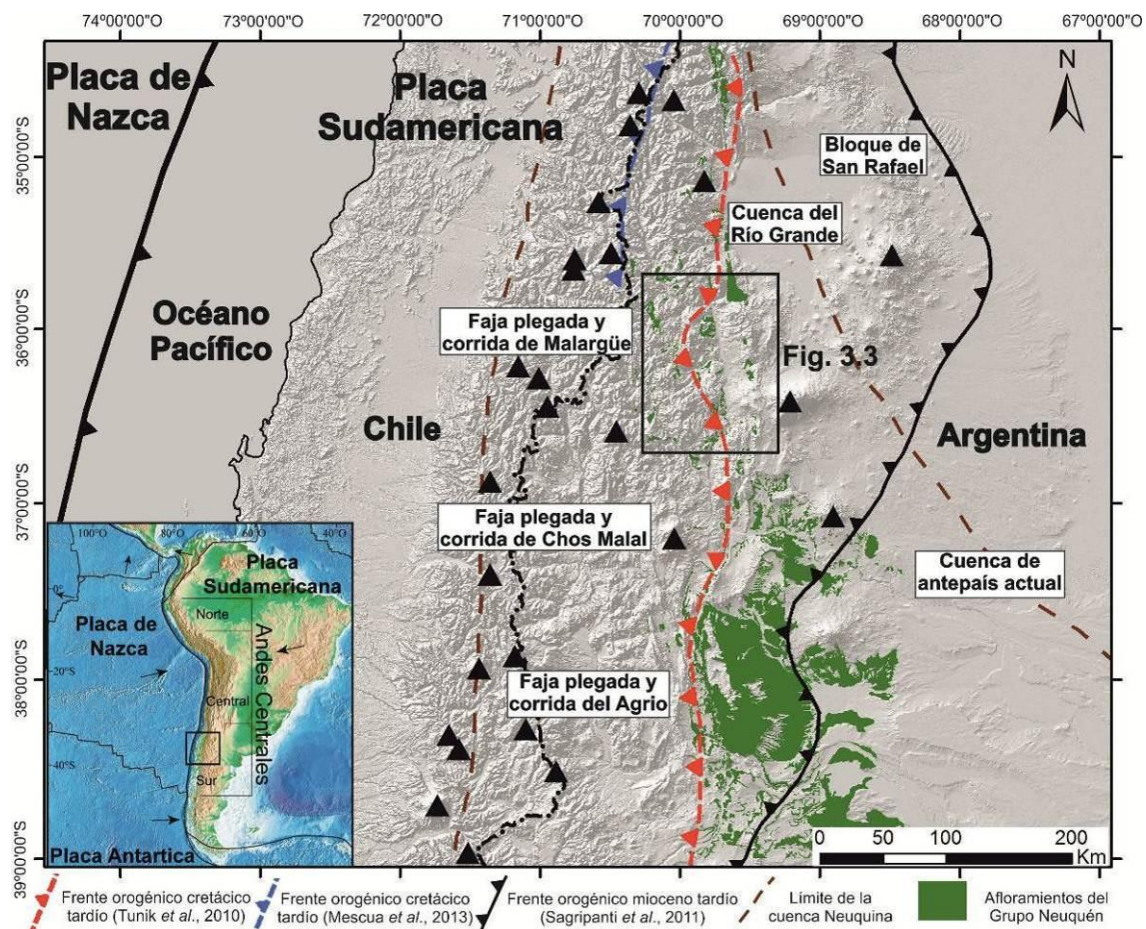


Fig. 3.1. Ubicación del área de estudio en la faja plegada y corrida de Malargüe, localizada en el retroarco de los Andes Centrales del Sur. Se indica la posición de los frentes orogénicos cretácicos propuestos en contraste con el frente orogénico actual y los afloramientos del Grupo Neuquén, foco de estudio de este capítulo.

De esta manera, para restringir el desarrollo espacial y temporal de esta fase de deformación, el presente capítulo se focaliza en la determinación de la posición del frente orogénico cretácico tardío a través de observaciones directas de secciones sinorogénicas del Grupo Neuquén, sumado a la determinación de su edad máxima de sedimentación y áreas de procedencia basados en datos U-Pb.

Estos objetivos fueron abordados desde dos perspectivas diferentes. En primer lugar, se reconocieron los afloramientos del Grupo Neuquén cercanos a las grandes estructuras que componen la faja de Malargüe, los cuales fueron visitados e inspeccionados en búsqueda de evidencias de crecimiento sinsedimentario y en donde se realizaron análisis sedimentológicos para entender su ambiente de sedimentación. En segundo lugar, en una de las localidades que presentaba estratos de crecimiento asociados a una sección completa del Grupo Neuquén, se llevó a cabo un muestreo para la datación por U-Pb de sus circones detríticos y la realización de análisis de procedencia, con el fin de obtener edades máximas de sedimentación y caracterizar el área de aporte sedimentario.

Este capítulo describe geometrías sinorogénicas cretácicas asociadas al crecimiento de estructuras dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe, y presenta nuevos datos U-Pb en circones detríticos del Grupo Neuquén. La evidencia provista demostraría que el levantamiento inicial de esta porción de los Andes habría ocurrido en el Cretácico tardío y no completamente en el Mioceno. Por último, se discuten ciertas hipótesis acerca de la anatomía y dimensiones de estos proto-Andes, los cuales no diferirían en forma significativa respecto de los Andes actuales.

3.2. Contexto geológico

El área en la cual hace foco este capítulo se encuentra localizada en los Andes Centrales del Sur, más específicamente en la vertiente andina argentina entre los 35°30' y los 37°S (Fig. 3.1). A estas latitudes, la placa de Nazca se subduce con un ángulo de 30°E por debajo de la placa Sudamericana, a una velocidad de 79 mm/año. El desarrollo de las fajas plegadas y corridas Andinas entre 33° y 39°S han provocado acortamientos de la corteza superior desde 55 km (39%) en el norte hasta 11 km (4,78%) en el sur (Giambiagi *et al.*, 2012; Rojas Vera *et al.*, 2014).

La posición del frente orogénico andino a estas latitudes es el resultado de la última fase contraccional, ocurrida entre el Mioceno medio y el Mioceno tardío (Fig. 3.1). Esta fase fue la responsable del último modelado de las fajas plegadas y corridas a estas latitudes, así como de la generación de nuevas estructuras (Cobbola y Rossello, 2003; Zamora Valcarce *et al.*, 2007; Giambiagi *et al.*, 2008; Turienzo *et al.*, 2012; Sagripanti *et al.* 2011, 2013, entre otros), siendo la más importante el levantamiento del Bloque San Rafael en la zona del antepaís actual

(Bastías *et al.*, 1993) (Fig. 3.1). Este frente orogénico se encuentra ubicado entre 200 y 300 km al este del arco volcánico actual – localizado a lo largo del límite internacional argentino-chileno – y a unos 600-700 km de la trinchera del Océano Pacífico (Fig. 3.1). La cuenca de antepaís neógena tienen un amplio desarrollo en toda el área, constituyendo el relleno de los sinclinales frontales de los grandes anticlinales al oeste, y una amplia cuenca hacia el este (cuenca del Río Grande, Fig. 3.1) (Silvestro *et al.*, 2005; Silvestro y Atencio, 2009; Sagripanti *et al.*, 2012; Álvarez Cerimedo *et al.*, 2013).

La geología de los Andes Centrales del Sur es compleja, y se encuentra subdividida en dos episodios tectonoestratigráficos diferentes, cada uno con características distintivas. En primer lugar, una historia precámbrica y paleozoica, caracterizada por el amalgamamiento de distintos terrenos que construyeron el margen occidental de Gondwana, el cual constituye el basamento de las cuencas meso-cenozoicas. Este margen se encuentra conformado por un cratón antiguo denominado Cratón del Río de la Plata, constituido por rocas de edad paleoproterozoica (Rapela *et al.*, 2007), y por los terrenos de Pampia, Cuyania y Chilenia al oeste, todos con basamentos de edad Grenvilliana (Escayola *et al.*, 2007; Naipauer *et al.*, 2010; Ramos *et al.*, 2010a). Estos terrenos se acrecionaron a los cratones del Río de la Plata y de Amazonia a través de una evolución compleja que abarca desde el Proterozoico tardío hasta el Devónico tardío (ver Ramos, 2010 para una síntesis). Una serie de arcos magmáticos y eventos metamórficos acompañaron cada una de estas acreciones, cuyos productos fueron expuestos en los sectores internos de la cordillera neuquina, pasando a formar parte de las áreas fuente de los sedimentos en las cuencas de antepaís (Tunik *et al.*, 2010; Sagripanti *et al.*, 2011; Di Giulio *et al.*, 2012; Naipauer y Ramos, 2016; Balgord y Carrapa, 2016; Horton *et al.*, 2016).

La extensión periférica al Pangea involucra en estos sectores la apertura de la cuenca Neuquina, cuyos remanentes se encuentran conservados a los pies de los Andes entre los 32° y 40°S (Fig. 3.1), la cual fue inicialmente una cuenca de trasarco del margen occidental de Gondwana (para una revisión ver Uliana *et al.*, 1989).

El basamento estratigráfico de esta cuenca está constituido principalmente por rocas ígneas de la provincia magmática de Choiyoi (Kay *et al.*, 1989; Sato *et al.*, 2015), compuesta mayormente por plutonitas y volcanitas del Pérmico medio hasta el Triásico medio, cuya petrología y geoquímica reflejan el pasaje de un arco volcánico a una cuenca extensional de intra-arco a lo largo del margen suroeste de Gondwana (Llambías *et al.*, 2003; Martinez y Giambiagi, 2010). Esta etapa continúa con el ciclo Precuyano (Legarreta y Gulisano, 1989), una unidad volcanosedimentaria de edad Triásica superior a Jurásico inferior depositada en una serie de depocentros aislados, con geometría predominante de hemigrábenes (Silvestro y Zubiri, 2008; Cristallini *et al.*, 2009; Pángaro *et al.*, 2009). Debido a que estas rocas se encuentran expuestas en los núcleos de las principales estructuras contraccionales de las fajas plegadas y corridas de

Malargüe, Chos Malal y Agrio, éstas constituyen la principal fuente para los ciclos sedimentarios que van desde el Jurásico al Neógeno (Sagripanti *et al.*, 2011; Naipauer y Ramos, 2016; Horton *et al.*, 2016).

La siguiente etapa de sedimentación asociada a esta cuenca comenzó en el Jurásico temprano, con la conexión de estos depocentros, los cuales registraron la primera transgresión marina del Pacífico. Dos ciclos transgresivos-regresivos completos se encuentran representados por areniscas marinas, pelitas y evaporitas de los Grupos Cuyo y Lotena (Gulisano y Gutiérrez Pliemling, 1994). Un tercer ciclo transgresivo-regresivo tuvo lugar entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano, asociado a subsidencia térmica como principal responsable de la generación del espacio de acomodación. Este espacio fue rellenado por las pelitas, calizas y areniscas marinas del Grupo Mendoza, y luego por las evaporitas y sedimentos continentales del Grupo Bajada del Agrio (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991, 1996).

Una reorganización de placas a nivel global se llevó a cabo en el Cretácico tardío, con la apertura del Océano Atlántico Sur (entre 135 y 100 Ma), determinando el inicio de un movimiento continuo hacia el oeste de la placa Sudamericana contra el margen de subducción, lo que llevó a un cambio en el contexto tectónico, pasando a un régimen compresivo (Coney y Evenchick, 1994; Somoza y Zaffarana, 2008). De esta manera, bajo algunas hipótesis, la cuenca Neuquina evolucionó a una etapa de cuenca de antepaís, reflejada por el inicio de un nuevo ciclo sedimentario (Bettini *et al.*, 1978; ver Ramos *et al.*, 2011 para una discusión). A diferencia de los ciclos sedimentarios anteriores, éste fue enteramente continental, abarcando 25 Ma representados por 1200 metros de secuencias fluviales, eólicas y lacustres (Garrido, 2010). Estos depósitos son agrupados en el Grupo Neuquén, con edades entre el Cenomaniano temprano y el Campaniano medio, coincidiendo con el comienzo de la deformación contraccional a otras latitudes. Evidencia temprana de depositación sinorogénica del Grupo Neuquén proviene del trabajo de Bettini *et al.* (1978), que muestra a través de un análisis detallado de espesores, un adelgazamiento de estas secuencias desde el eje Andino hacia la zona del antepaís y hacia el tope de algunas estructuras de basamento, que habrían actuado como altofondos durante la acumulación del Grupo Malargüe. En esta línea, Legarreta *et al.* (1985), a través de la medición de paleocorrientes en un perfil sedimentario del Grupo Neuquén, encuentran una anomalía en la dispersión de sedimentos que indicaba un cambio en la paleotopografía. Evidencia indirecta de su depositación dentro de un ambiente orogénico ha sido recientemente descripta por Sánchez *et al.* (2013) y Sánchez y Asurmendi (2014), quienes describieron sismitas y depósitos de deltas tipo Gilbert interrumpiendo ambientes sedimentarios de baja energía. La presencia de rocas volcánicas de arco interdigitadas con los términos superiores de este grupo indica que el arco volcánico ocupó posiciones anómalas hacia el

antepaís durante su sedimentación (Franchini *et al.*, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Llambías y Aragón, 2011; Spagnuolo *et al.*, 2012a).

Finalmente, la cuenca Neuquina registra una transgresión marina Atlántica que tuvo lugar entre el Maastrichtiano y el Daniano, representada en el Grupo Malargüe (Aguirre Urreta *et al.*, 2011). Esta transgresión ha sido interpretada como el resultado del espacio de acomodación generado por carga tectónica a partir de las fases de levantamiento temprano de los Andes (Barrio, 1990), coincidentes con un período de nivel de mar alto (Uliana *et al.*, 1989).

Durante el resto del Cenozoico, la cuenca Neuquina se mantuvo como una cuenca de antepaís desarrollada bajo un régimen compresivo, interrumpida por un breve evento extensional en el Oligoceno tardío - Mioceno temprano (Jordan *et al.*, 2001; Folguera y Ramos, 2011; Álvarez Cerimedo *et al.*, 2013; Horton y Fuentes, 2016). En el retroarco neuquino, el régimen tectónico se encuentra controlado por el ángulo de subducción de la losa (Ramos y Folguera, 2009), ya que subducciones someras a subhorizontales se encuentran asociadas a un alto grado de acople traducido en fases orogénicas, las cuales desarrollan, en sus últimos estadios, un antepaís fragmentado (Dickinson y Snyder, 1978; Ramos *et al.*, 2002; Lallemand *et al.*, 2005). Por otro lado, regímenes tectónicos extensionales han sido vinculados a ángulos de subducción altos, a través del empinamiento de la losa (Lallemand *et al.*, 2005; Ramos y Folguera, 2011; Schellart y Morresi., 2013).

3.3. Estratigrafía del Grupo Neuquén

Debido a que este capítulo hace foco en la cuenca de retroarco del Cretácico tardío ubicada en los Andes Centrales del Sur, representada por el Grupo Neuquén, se planteará un contexto estratigráfico adecuado que resulta imprescindible para abordar su evolución. Desafortunadamente, la estratigrafía de esta unidad no es uniforme a lo largo de toda la cuenca, y el nivel de conocimiento de este grupo difiere dependiendo de su ubicación y densidad de estudios desarrollados en él. Al sur del área de estudio, entre los 37° y 41°S, numerosos análisis han caracterizado exitosamente y dividido al Grupo Neuquén en tres subgrupos y siete formaciones (ver Garrido, 2010 para un resumen) (Fig. 3.2). Contrastantemente, la estratigrafía de este grupo no es tan detallada entre los 35° y los 37°S, por lo que las correlaciones son débiles debido a la falta de material datable, fósiles y estratos guía. Sin embargo, en la mayoría de los perfiles sedimentarios llevados a cabo en el sector norte de la cuenca, tres ciclos sedimentarios estrato- y granodecrecientes pueden ser diferenciados utilizando criterios litológicos, los que pueden ser correlacionados con cada uno de los subgrupos definidos al sur (Cazau y Uliana, 1973).

De esta manera, la base del Grupo Neuquén se encuentra representada por el Subgrupo Río Limay, apoyado en discordancia sobre el Grupo Bajada del Agrio (discordancia Patagónica, Leanza, 2009). Este subgrupo incluye a las formaciones Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro, y abarca desde el Cenomaniano hasta el Turoniano temprano (Fig. 3.2). Litológicamente, la Formación Candeleros consiste en areniscas medianas a gruesas y conglomerados masivos con intercalaciones de limolitas finas, depositados en un ambiente fluvial entrelazado a meandriforme, así como también en ambientes eólicos y pantanosos (Leanza *et al.*, 2004; Sánchez *et al.*, 2008). La Formación Huincul está compuesta por areniscas medianas a gruesas, interdigitadas con conglomerados depositados en sistemas de ríos entrelazados (Sánchez *et al.*, 2008), mientras que la Formación Cerro Lisandro se encuentra constituida por arcilitas con intercalaciones de areniscas finas y calizas, interpretadas como depositadas en ambientes fluviales de baja energía y ambientes pantanosos (Sánchez *et al.*, 2008). Sin embargo, estudios recientes de esta última formación a los 36°30'S describen una alternancia cíclica de depósitos lacustres con depósitos de deltas tipo Gilbert, interpretados como episodios de gran influjo de sedimento provenientes del levantamiento del orógeno andino al oeste (Sánchez y Asurmendi, 2014).

Per.	Ép.	Edad	Gr.	Subgrupo	Formación
Cretácico	Superior	~ 75 Ma	Discordancia Huantráiquica		
		Campaniano	Grupo Neuquén	Río Colorado	Anacleto
		83,6 ± 0,2 Ma			Bajo de la Carpa
		Santoniano		Río Neuquén	Plottier
		86,3 ± 0,5 Ma			Portezuelo
		Coniaciano		Río Limay	Cerro Lisandro
		89,8 ± 0,3 Ma			Huincul
		Turoniano			Candeleros
		93,9 Ma			
		Cenomaniano			
		100,5 Ma	Discordancia Patagonídica		

Fig. 3.2. Estratigrafía del Grupo Neuquén (Cazau y Uliana, 1973, modificado según Uliana y Dellapé, 1981 y Ramos, 1981).

El subgrupo Río Neuquén constituye la sección media del Grupo Neuquén, el cual abarca las formaciones Portezuelo y Plottier, con una edad Turoniano tardío - Coniaciano (Fig. 3.2). La Formación Portezuelo está representada por depósitos arenosos interdigitados con conglomerados y arcilitas bajo un régimen fluvial entrelazado, mientras que la Formación Plottier está compuesta por arcilitas y lentes de areniscas, depositadas por sistemas fluviales de baja energía con amplias planicies aluviales (Leanza *et al.*, 2004; Sánchez *et al.*, 2005, 2006, 2014).

Finalmente, la sección superior del Grupo Neuquén corresponde al subgrupo Río Colorado, formado por las formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto, cuya edad queda comprendida entre el Santoniano y el Campaniano temprano (Fig. 3.2). La Formación Bajo de la Carpa está constituida por areniscas gruesas de origen fluvial, interdigitadas con capas finas de limolitas y arcilitas (Leanza *et al.*, 2004). La unidad cuspidal del Grupo Neuquén es la Formación Anacleto, compuesta exclusivamente por limolitas y pelitas, interpretadas como depósitos fluviales de baja energía y depósitos estuarinos proximales a medios, relacionados al inicio de la primera transgresión marina que afectó a la cuenca Neuquina en el Campaniano tardío (Armas y Sánchez, 2011; Armas *et al.*, 2014). Esta transgresión se encuentra registrada en los depósitos del Grupo Malargüe, cuyo contacto con el Grupo Neuquén queda definido por una discordancia (Fig. 3.2; Leanza, 2009).

3.4. Estudios realizados en el Grupo Neuquén

El Grupo Neuquén se encuentra representado en gran parte de la cuenca Neuquina, aunque en el sector norte sus afloramientos se encuentran en parte cubiertos por espesas capas de vulcanismo cenozoico, estando sus afloramientos más limitados que al sur (Fig. 3.1). En el área de estudio, el Grupo Neuquén se encuentra aflorando en las cercanías de los grandes anticlinales (Fig. 3.3), aunque su presencia puede ser identificada en subsuelo a través de registros sísmicos y datos de pozo (Silvestro y Atencio, 2009; Galarza *et al.*, 2009; Orts *et al.*, 2012a).

Estas estructuras mayores pueden ser separadas en dos grupos, dependiendo de su ubicación relativa con respecto al Río Grande (las localidades mencionadas en el texto tienen un número de afloramiento asignado para el cual referirse a la Fig. 3.3 respecto de su ubicación). i) Al oeste, en la zona más cercana al eje andino, las estructuras en donde se encontraron evidencias de crecimiento se ubican en las cercanías de los anticlinales de la Sierra Azul y de Bardas Blancas. Aquí, algunos trabajos habían mencionado evidencias de crecimiento, basadas en interpretaciones sísmicas, como en Portezuelos Colorados (Orts *et al.*, 2012a) y la Puntilla de Huincán (Galarza *et al.*, 2009) y ii) Al este, en la zona más cercana al frente orogénico, evidencias de crecimiento han sido encontradas cerca de las estructuras de La Batra, Ranquil Co

y Sierra de la Cara Cura. Desafortunadamente, en las regiones de la Sierra de Palaoco y la Payenia, potentes capas de rocas volcánicas cenozoicas cubren las potenciales exposiciones del Grupo Neuquén.

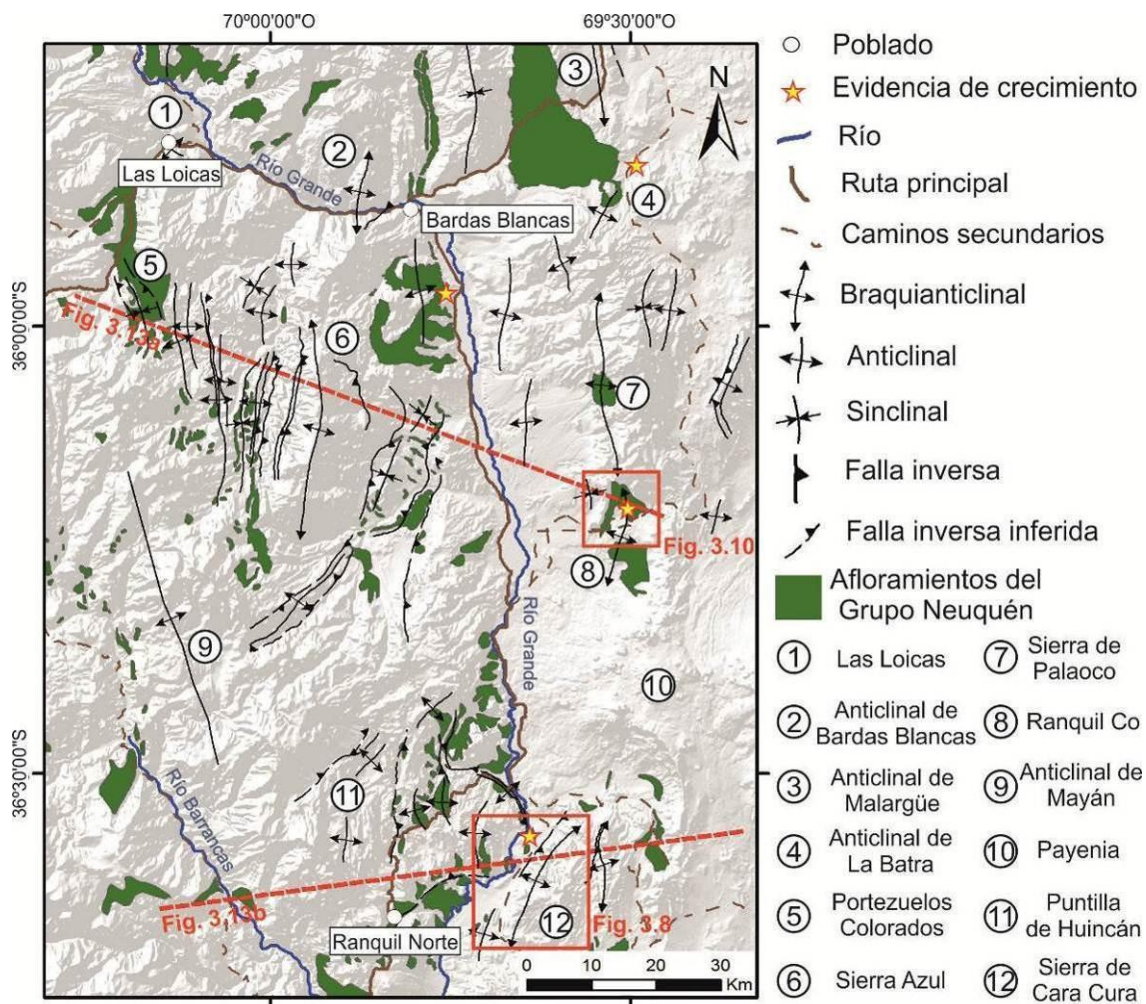


Fig. 3.3 Mapa simplificado del área de estudio mostrando la localización de las evidencias de crecimiento en el Cretácico superior y la ubicación de las localidades mencionadas en el texto.

Evidencias de crecimiento en el área de estudio

El área de estudio muestra abundantes afloramientos del Grupo Neuquén (Fig. 3.4), aunque éstos son en su mayoría de mala calidad, siendo difícil la identificación de sus geometrías de depositación. Sin embargo, en las cercanías de las grandes estructuras, facies más gruesas del Grupo Neuquén se encuentran mejor preservadas y, por lo tanto, potenciales depósitos sinorogénicos pudieron ser identificados. En estos depósitos pueden identificarse cambios en la inclinación, espesor y contactos entre los estratos, observables tanto en superficie como en profundidad a través de registros sísmicos, los cuales podrían ser interpretados como estratos de crecimiento. La noción de estratos de crecimiento fue definida por Riba (1973), considerado

como el geólogo pionero en identificar las geometrías características de las zonas frontales de la faja plegada donde los fenómenos de estructuración y sedimentación ocurren de manera asociada. Sus estudios en los Pirineos sentaron las bases teóricas que luego se convertirían en un elemento diagnóstico de las fases de deformación e imprescindible para el control temporal de las mismas. A continuación, se detallarán cada una de las evidencias de crecimiento reconocidas en la faja de Malargüe (Fig. 3.4).

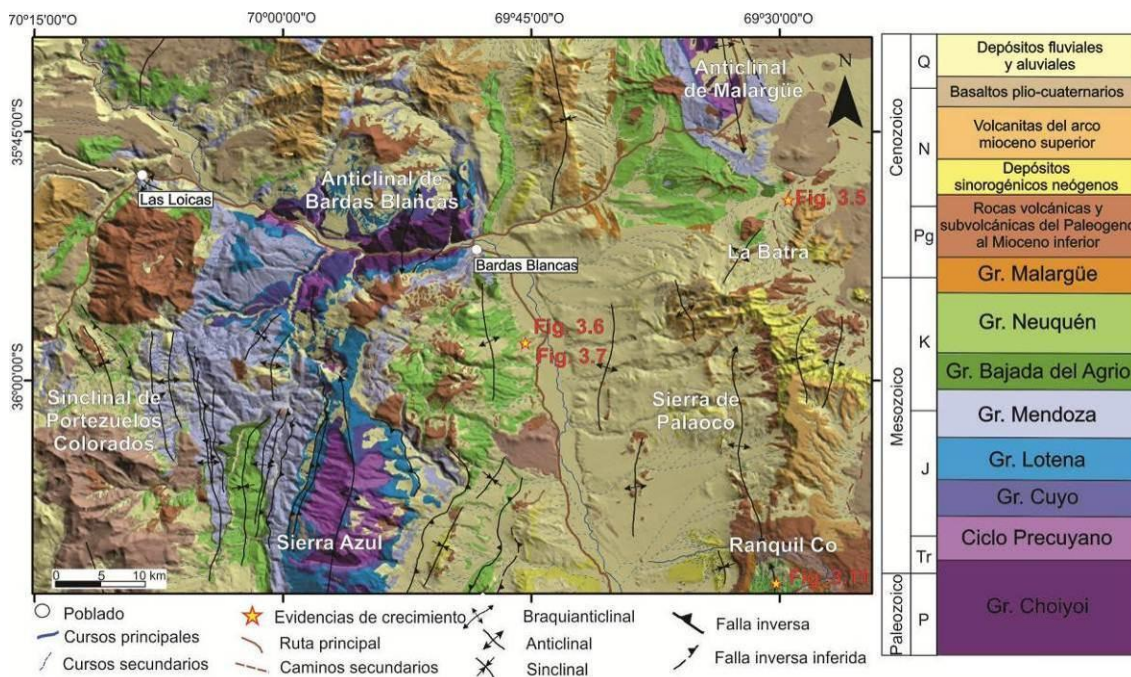


Fig. 3.4. Mapa geológico del sector norte del área de estudio, en donde se indica la ubicación de las evidencias de crecimiento del Cretácico tardío. La geología y la estructura están basadas en Legarreta *et al.* (1985), Narciso *et al.* (2004), Nullo *et al.* (2005), Silvestro *et al.* (2005), Giambiagi *et al.* (2009a), Orts *et al.* (2012a), Álvarez Cerimedo *et al.* (2013) y datos de este capítulo.

Evidencias de crecimiento han sido encontradas al este del Río Grande, en afloramientos del Grupo Neuquén cerca del anticlinal de La Batra, al sur del anticlinal de Malargüe (Figs. 3.4 y 3.5). En esta localidad, secciones de grano medio a fino muestran un cambio gradual en sus ángulos de inclinación, los cuales empiezan con una actitud de 60°E en la base y terminan en 20°E hacia el techo en una de las secciones (Fig. 3.5a). En otra sección inmediatamente al sur, los estratos más antiguos se encuentran en la base volcados inclinando 75°O, pasan por una sección en la cual se hallan verticales y terminan con los estratos más jóvenes inclinando 45°E (Fig. 3.5b). Ambos abanicos de estratos se encuentran asociados al flanco frontal oriental del anticlinal de La Batra, estructura que constituye la continuación hacia el sur del tren estructural del anticlinal de Malargüe.

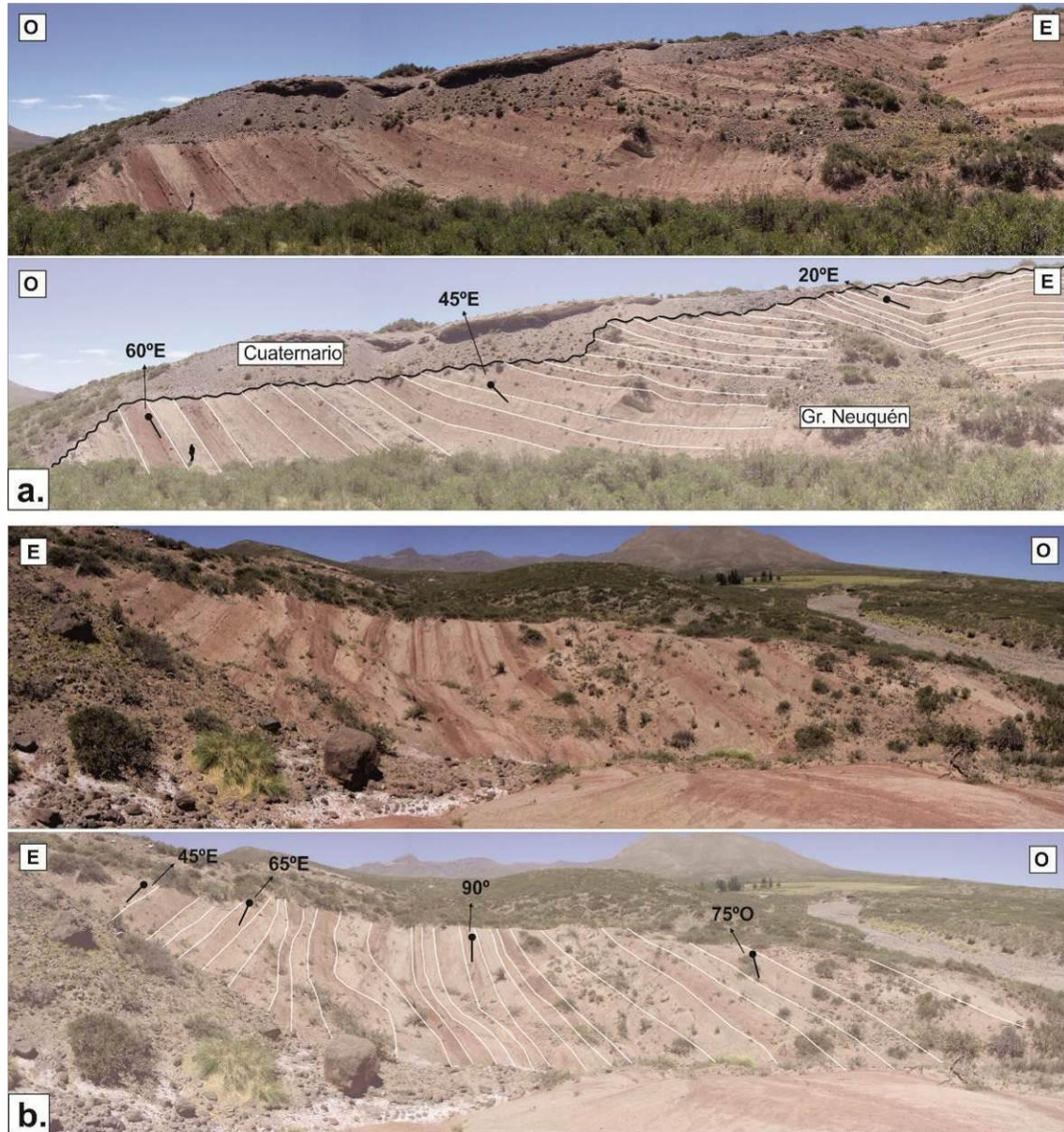


Fig. 3.5. Discordancias progresivas en estratos del Grupo Neuquén asociados al limbo frontal del anticlinal de La Batra en el área cercana al frente orogénico, al este del Río Grande (ubicación en la Fig. 3.4).

El anticlinal de la Sierra Azul presenta evidencias de crecimiento en secciones gruesas del Grupo Neuquén depositadas sobre su limbo frontal oriental (Figs. 3.4 y 3.6). Esta sección muestra discordancias progresivas que abarcan desde los 40°E en la base a 5°E en el techo. A lo largo de esta sección, los estratos muestran geometrías de cuña y retrabajo de material, evidenciado por clastos de conglomerados medianos de igual composición que el Grupo Neuquén, lo que podría indicar, entre otras interpretaciones (por ej., erosión intracuenal de pequeña escala), canibalización progresiva durante el levantamiento de la Sierra Azul (Fig. 3.6).

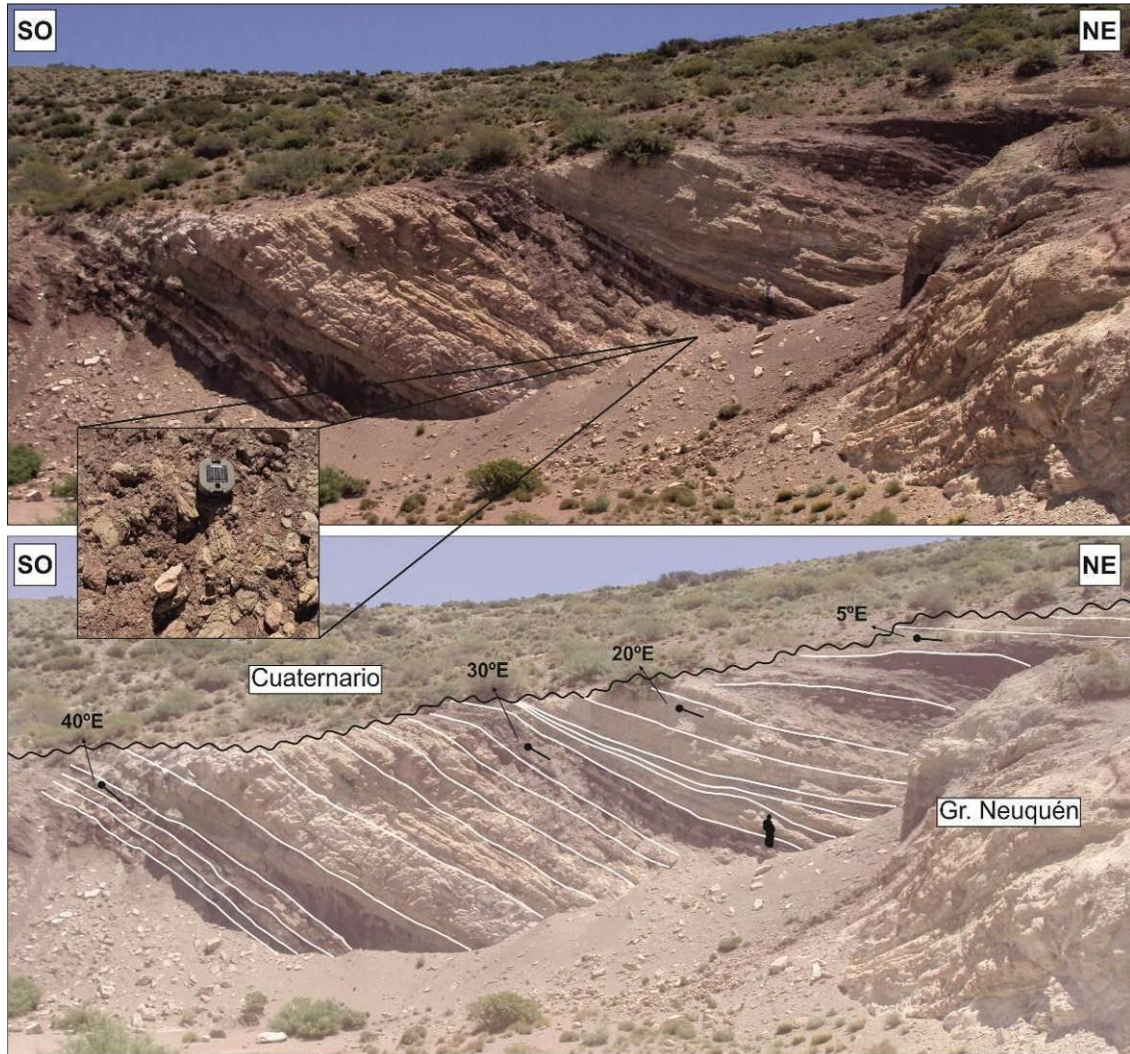


Fig.3. 6. Cambios de inclinación y de espesor en estratos del Grupo Neuquén asociados al limbo frontal oriental del anticlinal de la Sierra Azul. A la izquierda, un pequeño recuadro muestra la composición de los depósitos, correspondiente a clastos angulares de igual composición que el Grupo Neuquén, lo que estaría indicando una potencial canibalización de los depósitos.

Evidencias adicionales del levantamiento cretácico tardío de esta estructura están constituidas por la presencia de estructuras deformacionales (Figs. 3.4 y 3.7), localizadas a un kilómetro al este de las evidencias de crecimiento descritas en el limbo frontal de la Sierra Azul (Fig. 3.6). En este afloramiento, estratos de granulometría fina correspondientes al Grupo Neuquén se encuentran afectados por fallas normales e inversas de pequeña magnitud, asociados a estructuras de fluidización. Las mismas son interpretadas como sinsedimentarias, debido a que solo afectan a un nivel, probablemente producto de un evento sísmico al momento de su depositación. Eventos similares han sido descriptos en el Grupo Neuquén por Sánchez *et al.* (2013) al sur en las provincias de Neuquén y Río Negro, siendo interpretadas como sismitas.



Fig. 3.7. Estructuras deformacionales en estratos del Grupo Neuquén en las cercanías de la Sierra Azul, en donde se observa la coexistencia de fallas normales e inversas asociadas a estructuras de escapes de fluidos. Debido a que la deformación está concentrada en un solo nivel, son interpretadas como estructuras sinsedimentarias, potencialmente relacionadas al crecimiento y comportamiento sismogénico del anticlinal de la Sierra Azul durante el levantamiento inicial de la faja plegada y corrida de Malargüe.

Análisis sedimentológico en depósitos sinorogénicos del Grupo Neuquén

La Sierra de la Cara Cura (Fig. 3.8) fue una de las estructuras seleccionadas para la realización de un análisis sedimentológico, con el fin de proveer un marco paleo-ambiental apropiado a las evidencias de crecimiento identificados en las inmediaciones de la misma (Fig. 3.9). Localizada en el frente orogénico, esta estructura expone los depósitos de sinrift del Precuyano en su núcleo y presenta excelentes exposiciones de las unidades del relleno de la cuenca Neuquina (Fig. 3.8). El Grupo Neuquén aflora en un depocentro localizado al noroeste de la estructura, en un área conocida como Puntilla de Huincán, al oeste del Río Grande. Sin embargo, en la ribera oriental del Río Grande, una serie de pequeños anticlinales exponen al Grupo Neuquén en su núcleo. En una de esas estructuras se levantó un perfil sedimentológico, en donde se realizó una descripción de sus depósitos y se midieron sistemáticamente las paleocorrientes y la actitud de los estratos (Fig. 3.8).

Este análisis reveló una sucesión granocreciente de unos 250 metros de facies areno-gravosas, la cual puede subdividirse en dos secciones (Fig. 3.8). Una sección inferior, de aproximadamente 80 m de espesor, se encuentra esencialmente compuesta por areniscas medianas a gruesas de colores pardos y rojizos presentando estratificación horizontal, estratificación entrecruzada en artesa e intercalaciones de troncos fósiles. La sección superior se encuentra separada de la inferior por un límite erosivo con un banco de conglomerados medios, a partir de la cual la litología se vuelve más gruesa, presentando areniscas muy gruesas de colores blancos a amarillos interdigitados con bancos finos de conglomerados finos. Restos de troncos fósiles continúan apareciendo a lo largo del perfil, así como estratificación horizontal y la estratificación entrecruzada en artesa en las areniscas.

Debido a que el propósito de este estudio es proporcionar una descripción general del Grupo Neuquén en esta localidad, un análisis detallado de la asociación de facies y elementos arquitecturales no fue realizado. Sin embargo, del perfil se logra deducir que el paleo-ambiente de depositación era un sistema fluvial entrelazado, caracterizado por la migración de barras longitudinales y transversales, con un ligero incremento en el tamaño de grano hacia las secciones más jóvenes (Fig. 3.8).

Bajo el microscopio, las muestras se clasifican como litoarenitas (Dott, 1964, modificado por Pettijohn *et al.*, 1987), constituidas por clastos moderadamente seleccionados, de carácter anguloso a subanguloso. Un total de 30 paleocorrientes fueron medidas con brújula a lo largo del perfil, en cada estratificación entrecruzada en artesa identificada. Los resultados son bastante homogéneos, e indican un sentido del flujo hacia el oeste, con variaciones hacia el noroeste y suroeste (los valores obtenidos varían entre los azimut 230° y 310°, y se encuentran representados en una roseta en la Fig. 3.8). La medición de la actitud de los estratos muestra que

los mismos tienen un rumbo general N-S con inclinaciones que van desde 38°O en la base hasta 21°O en los estratos ubicados por debajo de la discordancia (Figs. 3.8 y 3.9). Por encima de esta discordancia, las inclinaciones presentan poca variación y se mantienen constantes en el orden de 25°O. En el campo, esta discordancia se encuentra destacada por la presencia de un banco lenticular de grano grueso, cubriendo en discordancia angular la secuencia inferior del Grupo Neuquén, los cuales se encuentran a su vez deformados, implicando una deformación sinsedimentaria (Fig. 3.9).

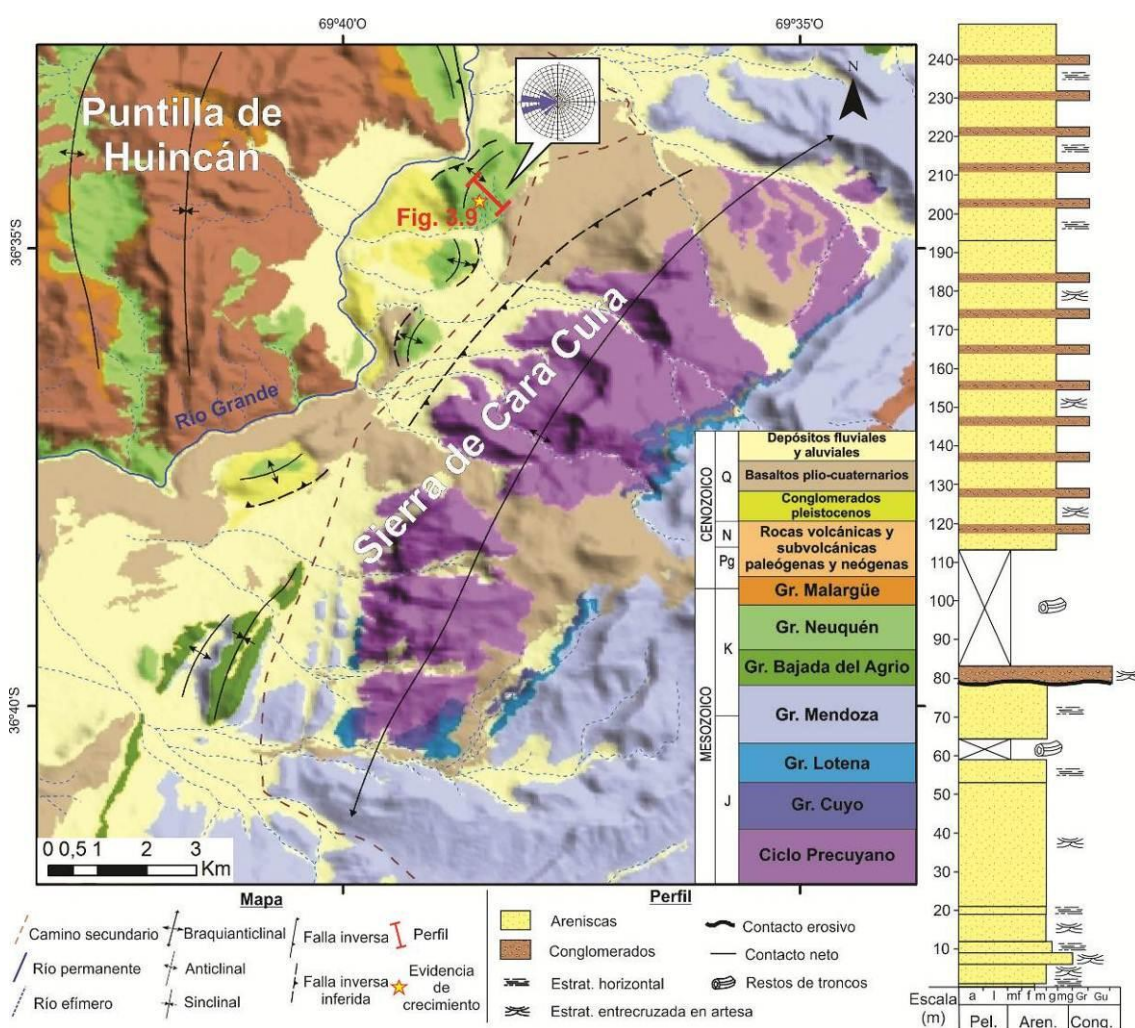


Fig. 3.8. Mapa geológico de la Sierra de la Cara Cura, ubicada en la zona del frente orogénico. Pueden distinguirse dos dominios de plegamiento: un gran anticlinal al este y una serie de pequeños anticlinales al oeste, exponiendo al Grupo Neuquén en la ribera oriental del valle del Río Grande. Un perfil sedimentario fue levantado en una de estas pequeñas estructuras, la cual presentaba evidencias de crecimiento en estratos fluviales, cuyas paleocorrientes indicaban un sentido del flujo hacia el oeste.

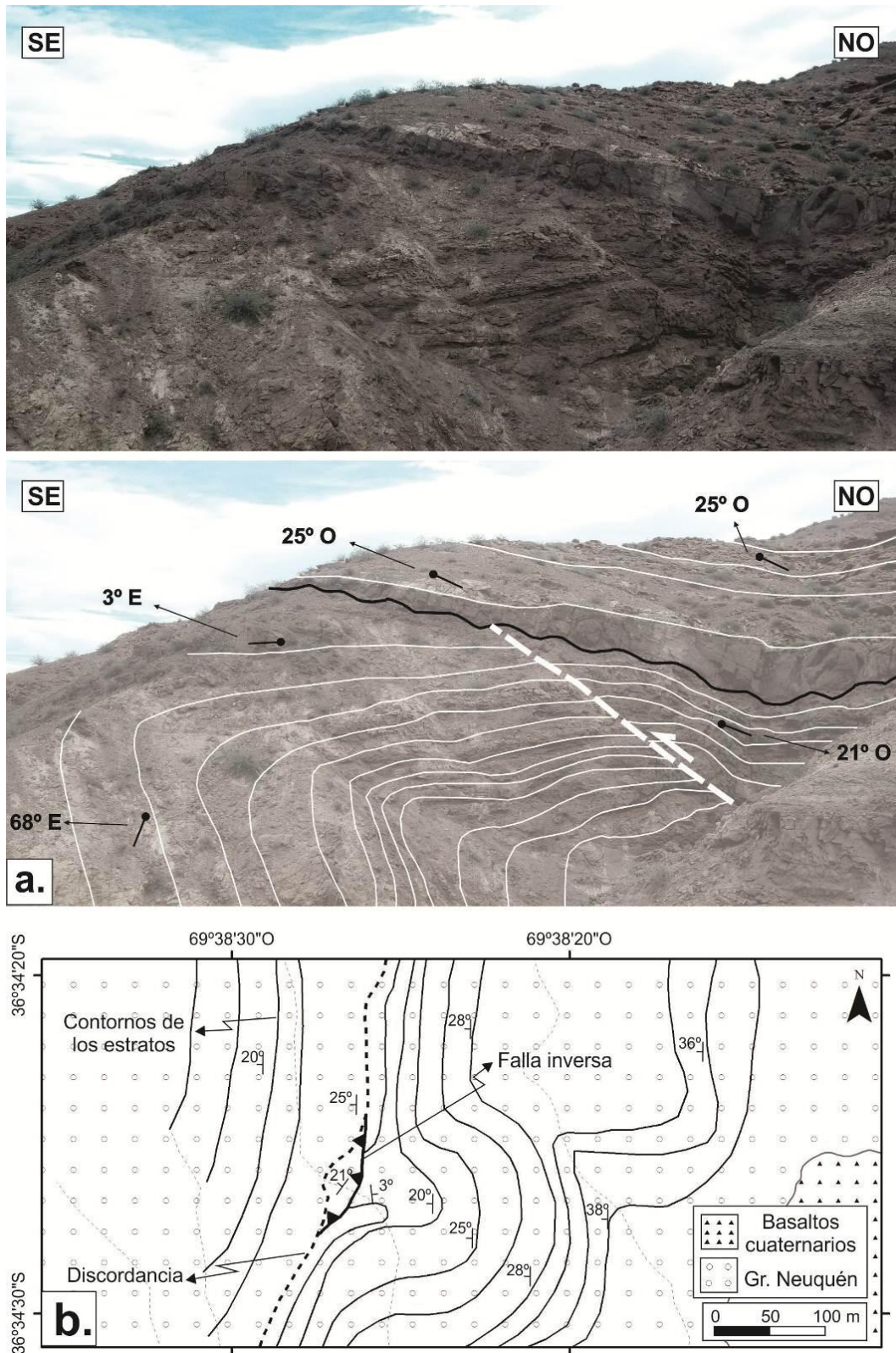


Fig 3.9. a) Discordancia angular separando las secciones inferior y superior del perfil sedimentario realizado en afloramientos del Grupo Neuquén ubicados en el núcleo de una pequeña estructura al oeste de la Sierra de la Cara Cura (ubicación en Fig. 3.8). La discordancia angular estaría marcando un evento de estructuración y erosión durante la depositación sinorogénica del Grupo Neuquén. b) Vista en planta de la evidencia de crecimiento.

La otra estructura seleccionada para la realización de un análisis sedimentológico es el anticlinal de Ranquil Co, localizado a 50 km al norte de la Sierra de la Cara Cura (Fig. 3.3). Este anticlinal se encuentra levantado a partir de una combinación de estructuras de piel fina y piel gruesa, alcanzando un nivel de exposición estratigráfico más somero comparado con el de la Sierra de la Cara Cura, (Fig. 3.10; ver Álvarez Cerimedo *et al.*, 2013 para más detalles relacionados a su geología y estructura). A diferencia del afloramiento analizado en la Sierra de la Cara Cura, aquí el Grupo Neuquén aflora en forma continua, de base a techo, convirtiendo a esta localidad en un buen prospecto para la construcción de un perfil sedimentario. Complementariamente, una serie de muestras fueron levantadas para llevar a cabo dataciones U-Pb en circones detríticos, con el propósito de determinar su edad máxima de sedimentación y de realizar un análisis de procedencia.

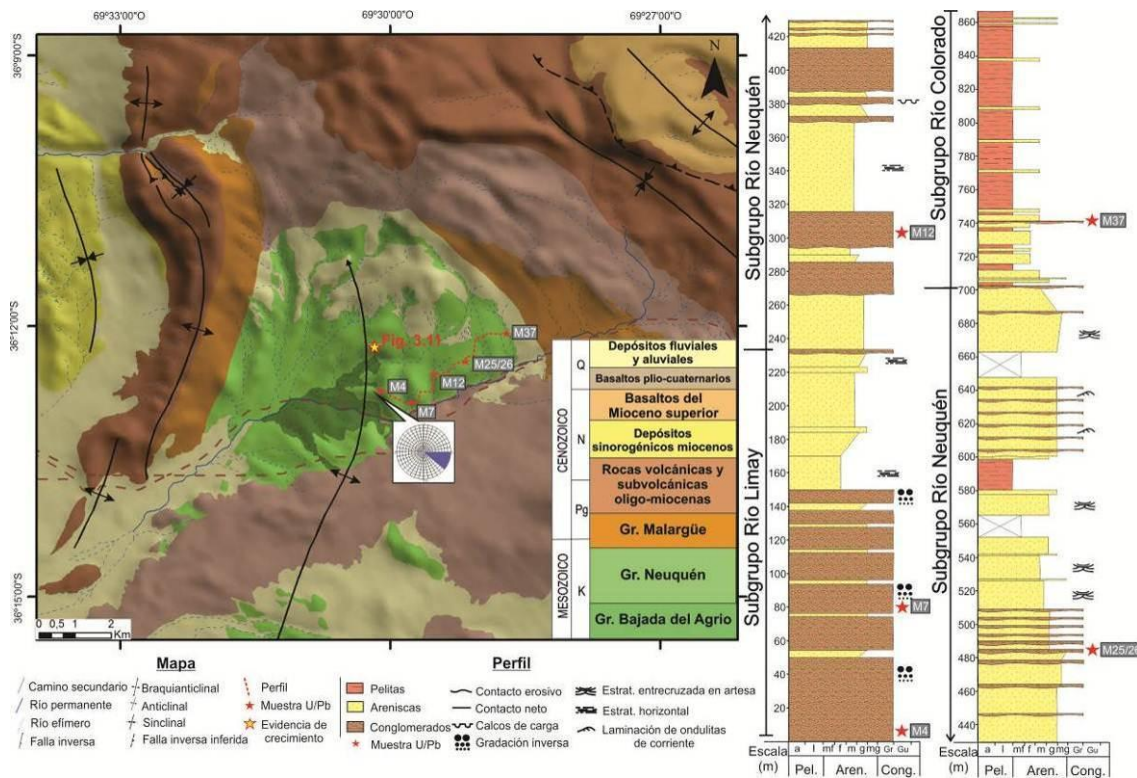


Fig. 3.10. Mapa geológico del anticlinal de Ranquil Co, ubicado en el frente orogénico (ver Fig. 3.3 para ubicación). Un perfil sedimentario fue realizado en el Grupo Neuquén desde su contacto en la base con el Grupo Bajada del Agrio hasta el contacto con el Grupo Malargüe. Estas secuencias muestran tres ciclos grano- y estrato-decrecientes, pasando de un sistema entrelazado gravoso (Subgrupo Río Limay) a un sistema entrelazado arenoso (Subgrupo Río Neuquén) para terminar con depósitos finos de planicie aluvial (Subgrupo Río Colorado). Paleocorrientes indican un área fuente desde el oeste, anómala con respecto a otras localidades (Legarreta *et al.*, 1985). La ubicación de las muestras U-Pb se encuentra indicada tanto en el perfil como en el mapa.

El perfil sedimentario fue realizado en el flanco oriental de esta estructura, comenzando desde el contacto entre los grupos Bajada del Agrio y Neuquén. En un nivel estratigráfico correspondiente a la base del perfil, se describen evidencias de crecimiento en el Grupo Neuquén (ubicación en la Fig. 3.10). Estas evidencias se encuentran en el núcleo del anticlinal, mostrando cambios de espesores y de inclinación en ambos flancos (Fig. 3.11). En el flanco occidental, un abanico de discordancias progresivas fue medido, comenzando con unos 43°O en la base para terminar con 21°O hacia el techo (Fig. 3.11a). En el flanco oriental, los estratos comienzan verticales cerca del contacto con el Grupo Bajada del Agrio, y progresivamente va decreciendo su inclinación hasta llegar a una posición horizontal (Fig. 3.11b). Ambos conjuntos de discordancias progresivas pueden ser interpretados como potenciales estratos de crecimiento del Cretácico superior asociados al levantamiento inicial del anticlinal de Ranquil Co.

Basándonos en diferencias litológicas y paleo-ambientales, la sección de 866 m del Grupo Neuquén fue dividida en tres ciclos grano y estrato-decrecientes (Fig. 3.10), utilizando los criterios de Cazau y Uliana (1973), a través de los cuales se pudo realizar la correlación con cada uno de los subgrupos.

El perfil comienza con el Subgrupo Río Limay (321 m), compuesto en la base por una intercalación de conglomerados masivos y clasto soportados con intercalaciones de areniscas gruesas con gradación inversa. Hacia el tope, areniscas masivas amarillas y rojas con estratificación horizontal completan el subgrupo.

Por otro lado, el Subgrupo Río Neuquén (472 m) comienza con una intercalación de conglomerados masivos y areniscas conglomerádicas en la base y continúa con una interdigitación de bancos arenosos gruesos a medios con estratificación entrecruzada en artesa, estratificación horizontal y laminación cruzada de ondulitas de corriente.

Finalmente, el Subgrupo Río Colorado (163 m) corresponde a una sucesión clástica de grano fino, representada por areniscas finas y arcilitas laminadas, interdigitadas con bancos arenosos y gravosos de 1 m de espesor.

Debido a que no formaba parte estrictamente del objetivo de este capítulo, la cantidad de datos colectados no es suficiente para un análisis detallado de facies y elementos arquitecturales. Sin embargo, el perfil muestra que la evolución paleo-ambiental del Grupo Neuquén en esta localidad comienza con un sistema fluvial entrelazado gravoso (Subgrupo Río Limay), el cual pasa a un sistema entrelazado arenoso (Subgrupo Río Neuquén) y termina con depósitos finos de planicie de inundación de un sistema entrelazado efímero (Subgrupo Río Colorado).

El análisis bajo el microscopio muestra que la composición del Grupo Neuquén es relativamente homogénea a lo largo de todo el perfil. La misma consiste en areniscas feldespáticas y litoarenitas (Dott, 1964, modificado por Pettijohn *et al.*, 1987) con clastos redondeados y subredondeados y selección moderada. Las paleocorrientes medidas por Legarreta *et al.* (1985)

en la base muestran un flujo hacia el este-sudeste ($90-130^\circ$), indicando un alto topográfico hacia el oeste-noroeste (diagrama de roseta en el mapa de la Fig. 3.10). Estos autores consideraron este dato como anómalo, dado que el resto de las locaciones en la vertiente occidental de la Sierra de Palaoco indican una dispersión de los sedimentos hacia el oeste, con variaciones hacia el sudoeste y noroeste. Basados en este análisis, Legarreta *et al.* (1985) consideraron la posibilidad de que la Sierra de Palaoco y el anticlinal de Ranquil Co hayan sido relieves positivos durante el Cretácico tardío.

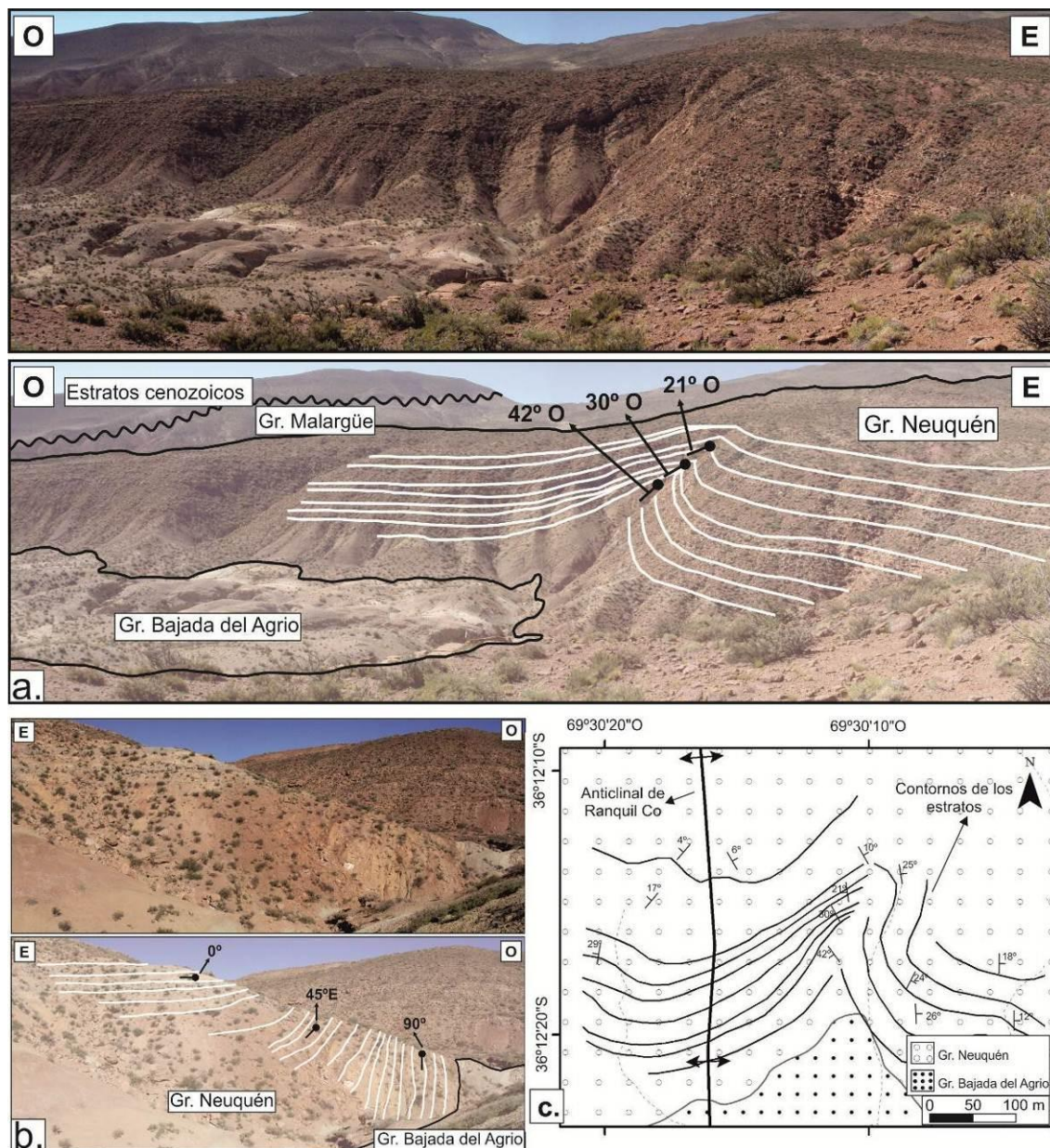


Fig. 3.11. Evidencias de crecimiento en estratos del Grupo Neuquén, asociados a ambos flancos de la estructura de Ranquil Co (a y b), y un mapa mostrando los cambios de inclinación y espesor (c).

Dataciones U-Pb en circones detríticos

Cinco muestras del Grupo Neuquén localizadas en el anticlinal de Ranquil Co (Fig. 3.10) fueron tomadas para datar por U-Pb en circones detríticos y realizar análisis de procedencia. Estas muestras se enviaron a la Universidad del Estado de Washington, en donde se llevó a cabo el proceso de molienda y separación de circones. Los circones detríticos separados y los circones patrón fueron distribuidos en un *mount* de resina epoxy. Posteriormente, se analizaron un total de 100 circones de cada muestra, los cuales fueron seleccionados al azar. Los bordes fueron evitados para eludir la posibilidad de datación de un posible sobrecrecimiento metamórfico.

Los cristales de circón fueron analizados en secciones pulidas con un *Micromass Isoprobe multicollector* ICPMS, equipado con nueve colectores Faraday, un colector axial Daly y cuatro canales contadores de iones (Gehrels *et al.*, 2008), propiedad de la Universidad del Estado de Washington. El *Isoprobe* se encuentra equipado con un sistema ArF Exchimer laser ablation, el cual tiene una longitud de onda de emisión de 193 nm. La configuración del colector permite mediciones de ^{204}Pb en un canal contador de iones, mientras que ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U son medidos simultáneamente con detectores Faraday. Todos los análisis fueron realizados en modo estático con un haz de luz láser de 35 micrones de diámetro, operado por una energía de ~32 mJ (a 23 kV) y a una frecuencia de 8 Hz. Cada análisis consistió en una integración de 12 segundos en picos sin disparos de láser, e integraciones de veintiún segundos en picos con disparos de láser. La contribución de Hg a la masa del ^{204}Pb fue removida sustrayendo los valores de fondo. El fraccionamiento entre elementos fue monitoreado mediante el análisis de un circón estándar de la casa (SL-2), el cual tiene una edad concordante ID-TIMS de $563,5 \pm 3,2$ Ma (2σ) (Gehrels *et al.*, 2008). Este estándar fue analizado una vez cada cinco circones de edad desconocida. Los valores isotópicos de plomo fueron corregidos por Pb común, utilizando el ^{204}Pb medido, asumiendo una composición inicial de Pb de acuerdo a Stacey y Kramers (1975) y sus incertidumbres respectivas de 1,0, 0,3 y 2,0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La edad del estándar, la calibración corregida por el estándar, la composición del Pb común y la incertidumbre en la constante de decaimiento se agrupan y son conocidos como el error sistemático. Para estas muestras el error sistemático se encuentra alrededor de ~1,2-1,7 % para $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y ~0,8-1,0 para $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Los diagramas de probabilidad (Ludwig, 2003) utilizados en este análisis fueron contruidos utilizando la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para circones jóvenes (<1,0 Ga) y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para los granos más antiguos (>1,0 Ga). En los circones más antiguos, las edades con >30% de discordancia o >5% de discordancia reversa son considerados poco fiables y no fueron utilizados. Además, análisis con errores mayores al 10% fueron rechazados. Las coordenadas de las muestras y las edades U-Pb (LAM-MC-ICP-MS) de los granos de circones se encuentran en el material suplementario al final de la tesis. Los resultados obtenidos

pueden ser observados en la Tabla 3.1, mientras que los histogramas de frecuencia y los diagramas de probabilidad relativa y de concordia de las edades U-Pb de los circones detríticos analizados, se encuentran expuestos en la Fig. 3.12. En los histogramas de frecuencia se utilizaron las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para valores menores a 1,0 Ga y edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para los valores mayores a 1,0 Ga, mientras que en los diagramas de concordia solo se plotearon los valores de edades menores a 500 Ma.

Muestra	A (%)	B (%)	C (%)	D (%)	E (%)	F (%)
M4	2	45	33	12	6	2
M7	4	42	24	18	11	1
M12	0	20	56	15	8	1
M25/26	0	15	59	17	7	2
M37	1	44	23	23	9	0

Tabla 3.1. Resultados de la datación U-Pb en circones analizados en cinco muestras del Grupo Neuquén localizadas en el anticlinal de Ranquil co. Poblaciones de circones definidas de acuerdo a la edad: A, Jurásico y Cretácico; B, Paleozoico tardío y Triásico; C, Devónico; D, Paleozoico temprano y Neoproterozoico; E, Mesoproterozoico; F, Paleoproterozoico y Arqueano.

Las edades de los circones de las muestras son heterogéneas, abarcando un rango muy amplio de entre *ca.* 100 y 2745 Ma (Fig. 3.12). Por lo tanto, estas fueron agrupadas en 6 poblaciones diferentes definidas de acuerdo a su edad, y luego recalculadas en porcentaje para facilitar su análisis y comparación (tabla 3.1). De esta tabla se desprende que el patrón de edades de circones detríticos de las cinco muestras estudiadas no presenta grandes variaciones a lo largo de la sección, al mismo tiempo que muestran dos fuentes principales: una con edades pérmicas (edades máximas entre 262 y 252 Ma), y otra con edades devónicas (edades máximas entre 399 y 382 Ma) (Fig. 3.12). Las componentes detríticas jurásicas y cretácicas se encuentran subordinadas, al igual que los picos relacionados al período comprendido entre el Paleozoico temprano y el Arqueano (Fig. 3.12).

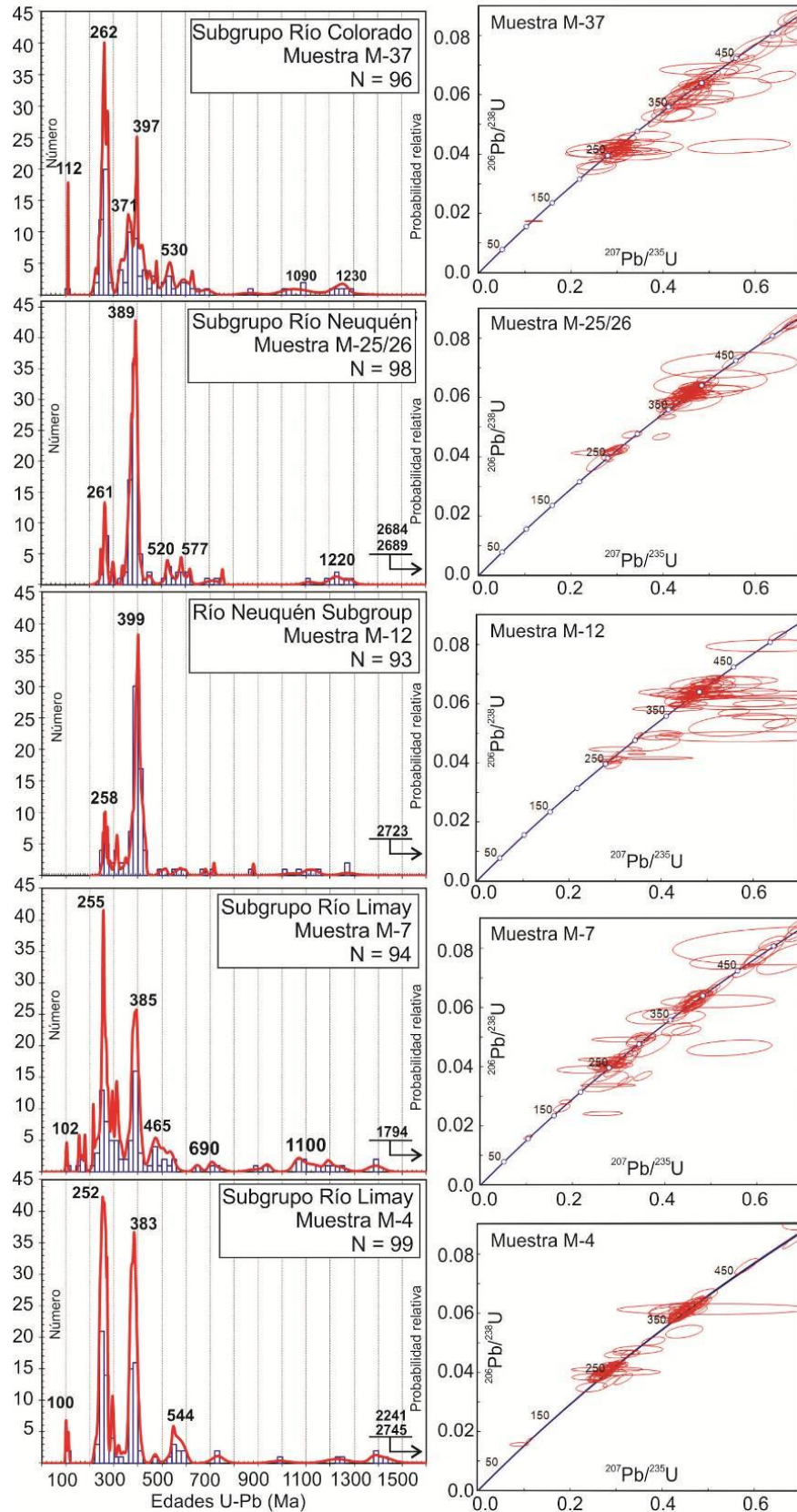


Fig. 3.12. Histogramas de frecuencia, diagramas de probabilidad relativa y concordia de las edades U-Pb de los circones analizados en cinco muestras del Grupo Neuquén ubicadas en el anticlinal de Ranquil Co (ver Fig. 3.10 para la ubicación de las muestras).

3.5. Discusión

Edad máxima de sedimentación basada en las edades U-Pb

Las edades U-Pb más jóvenes encontradas en los circones detríticos son utilizadas comúnmente para restringir la edad máxima de sedimentación de las secuencias, en donde el contenido fosilífero no es concluyente (Fedó *et al.*, 2003; Dickinson y Gehrels, 2009). Los circones más jóvenes en las muestras del anticlinal de Ranquil Co localizadas en la zona del frente orogénico, tienen $100,2 \pm 2,1$ Ma y $109,7 \pm 3,0$ Ma (muestra M4) y $102,6 \pm 2,1$ Ma (muestra M7) en la base y $111,7 \pm 0,7$ Ma (muestra M37) en el techo. Este grupo de edades no es estadísticamente robusto, aunque es coherente con la población de edades más jóvenes (*ca.* 100 Ma) que se encuentra informada para la base del Grupo Neuquén al sur y al norte del área de estudio (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; Balgord y Carrapa, 2016). Por lo tanto, la edad de los circones más jóvenes, $100,2 \pm 2,1$ Ma, es considerada como la edad máxima de sedimentación del Grupo Neuquén en el área de estudio.

Interpretación de los perfiles sedimentarios y los análisis de procedencia

A partir de los datos presentados, se desprende que los estratos con discordancias progresivas interpretados como evidencia de crecimiento son sistemáticamente encontrados asociados a estructuras contraccionales. En el caso específico de la cuenca del Grupo Neuquén ubicada al oeste de la Sierra de la Cara Cura, las paleocorrientes muestran un sentido del flujo desde el este, siendo esta sierra una de las potenciales áreas fuente. La sección analizada sería el producto de la erosión de esta estructura, la cual se comportó como un relieve positivo fuertemente incidido por sistemas fluviales durante el Cretácico tardío. La presencia de una discordancia angular en el perfil reflejaría un evento erosivo debido al aumento de la pendiente relacionado al crecimiento de esta estructura. Como resultado de este análisis, este depocentro puede ser interpretado como una cuenca intermontana que refleja el levantamiento de la Sierra de la Cara Cura durante el Cretácico tardío, la cual fue transportada hacia el este dentro de la cuña orogénica, interpuesta entre esta estructura y la Puntilla de Huincán hacia el oeste.

Contrastantemente, en los estratos de crecimiento del Grupo Neuquén asociados al anticlinal de Ranquil Co, las paleocorrientes muestran un sentido del flujo de los sedimentos hacia el este-sudeste, indicando que esta estructura, así como también la Sierra de Palaoco hacia el norte y la Sierra Azul hacia el oeste, podrían haber estado siendo levantadas durante la depositación de esta unidad. El análisis bajo el microscopio muestra una composición homogénea a lo largo de todo el perfil, media a alta madurez textural y baja madurez mineralógica. La alta madurez textural podría representar tanto una fuente lejana de los sedimentos como un segundo ciclo de

sedimentación. El hecho de que este perfil se encuentre compuesto mayormente por rocas de grano grueso apunta en la dirección de la segunda hipótesis, indicando que la fuente podría encontrarse relativamente cerca. El reciclado de los sedimentos puede ser corroborado por el patrón de edades de los circones detríticos descritos anteriormente.

El patrón de edades de circones detríticos de las cinco muestras estudiadas muestran dos fuentes principales: una con edades pérmicas y otra con edades devónicas, mientras que las componentes detríticas jurásicas y cretácicas se encuentran subordinadas y muestran una proveniencia desde el arco mesozoico andino al oeste (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012). En esta misma línea, los picos relacionados a rocas expuestas en el área cratónica hacia el este, entre los que se encuentran las poblaciones ordovícicas (~460 Ma), las cámbricas (~530 Ma), los neoproterozoicos (~650 Ma) y las Grenvillianas (~1200 Ma), también se encuentran subordinadas, resultando en una evidencia indirecta del reciclado de los circones, los cuales son el componente principal de las unidades jurásicas a cretácicas inferiores de la cuenca Neuquina. Los circones pérmicos, reflejando una de las mayores fuentes de detritos en el área, se encuentran asociados a las rocas magmáticas del Grupo Choiyoi. Estas rocas afloran en el Bloque San Rafael hacia el este y en la faja plegada y corrida de Malargüe hacia el norte y el oeste (Fig. 3.1). Sin embargo, los análisis sedimentológicos indican que la fuente se encontraba relativamente cerca y las paleocorrientes indican que se encontraba probablemente ubicada al oeste-noroeste. Por lo tanto, la contracción del Cretácico tardío podría haber exhumado los núcleos pérmicos de los grandes anticlinales ubicados en los alrededores del área de estudio, como los anticlinales de la Sierra Azul, el de Malargüe y el de Bardas Blancas, constituyendo la fuente más probable de estos circones (ver Fig. 3.4) (Fig. 1.5, Naipauer y Ramos, 2016).

Por otro lado, el origen de los circones devónicos es más difícil de explicar debido a que solo unos pocos afloramientos de esta edad se encuentran descritos en la faja plegada y corrida de Malargüe y regiones adyacentes. La fuente más probable podría ser atribuida a las rocas metamórficas devónicas expuestas en pequeños afloramientos en la faja plegada y corrida de Chos Malal, conocida como Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 2012), ubicada 100 km al sudoeste del área de estudio (Fig. 1.5, Ramos y Naipauer, 2016). De todas maneras, es probable que rocas análogas a esta unidad hayan estado aflorando en el sector interno de la faja plegada y corrida de Malargüe en el Cretácico tardío, pero que sus afloramientos hayan quedado cubiertos por los espesos mantos de vulcanismo cenozoico. Otra fuente potencial, aunque menos probable, podrían ser las rocas magmáticas y metamórficas localizadas 400 km al sur del área de estudio (por ej., Formación Piedra Santa, Ramos *et al.*, 2010b y la Tonalita San Martín de los Andes, Varela *et al.*, 2005).

Áreas fuente y dimensiones del orógeno cretácico tardío

La identificación de probables estratos de crecimiento, el análisis de procedencia y las dataciones U-Pb en circones detríticos realizadas en el Grupo Neuquén permiten un entendimiento parcial de la evolución y la amplitud de la cuña orogénica cretácica tardía entre los 35°30'S y 37°S. Considerando los nuevos datos presentados en este capítulo, los anticlinales de Bardas Blancas, Sierra Azul, Malargüe, La Batra, Sierra de Palaoco, Ranquil Co, Puntilla de Huincán y la Sierra de la Cara Cura fueron identificados como potenciales estructuras en crecimiento durante ese período. Sistemas fluviales de alta energía habrían erodado las estructuras exhumadas, alimentando cuencas intermontanas dentro del área de tope de cuña al oeste del frente orogénico y la zona de la antefosa al este del mismo, ambas depozonas ubicadas dentro de la cuenca de antepaís cretácica tardía (siguiendo los modelos de DeCelles y Giles, 1996).

Dos perfiles estructurales esquemáticos representativos de la faja de Malargüe reflejan las dimensiones del orógeno cretácico tardío (Fig. 3.13), mostrando las áreas activas durante ese período, la dirección del aporte sedimentario y la ubicación de las cuencas intermontanas (ubicación de las dos secciones estructurales en la Fig. 3.3). Estos perfiles estructurales muestran la estructura actual formada durante el mioceno, la que posiblemente haya reactivado las estructuras cretácicas.

En particular, en la sección norte (Fig. 3.13a), el anticlinal de la Sierra Azul y el de Ranquil Co representan dos estructuras potencialmente levantadas durante el Cretácico tardío, definiendo una amplia cuenca intermontana entre ellos, por donde el Río Grande fluye en la actualidad. La Sierra Azul habría sido la fuente de los sedimentos depositados en el sinclinal de Portezuelos Colorados al oeste y del sinclinal frontal ubicado al este, conocido como sinclinal de Quechuvil en la zona por donde pasa la sección. Más cercano a la posición del frente orogénico, la estructura de Ranquil Co fue elevada, pero con un nivel de exposición mucho más somero, actuando como una barrera para los sedimentos dentro de la zona de tope de cuña, y restringiendo el aporte a la zona de la antefosa, ubicada inmediatamente al este. Teniendo en consideración los nuevos datos provistos en este capítulo, el máximo avance del frente orogénico cretácico tardío sería, al menos a estas latitudes, hasta el anticlinal de Ranquil Co. Este escenario es similar para las estructuras ubicadas al norte de esta sección, como la Sierra de Palaoco y los anticlinales de Malargüe y de La Batra, constituyendo el máximo avance del frente orogénico, con el anticlinal de Bardas Blancas elevado en el sector interno del orógeno.

En la sección sur se observa una configuración similar (Fig. 13b). La estructura de la Puntilla de Huincán fue levantada durante este período, evidenciada por variaciones en el espesor del Grupo Neuquén observados por Galarza *et al.* (2009), adelgazándose hacia el tope de la

estructura, definiendo dos cuencas intermontanas. La cuenca intermontana oriental coincide con el depocentro que registró el levantamiento de la Sierra de la Cara Cura durante el Cretácico tardío. Sánchez y Asurmendi (2014), basándose en datos obtenidos por pozos de espesores de la Formación Cerro Lisandro, interpretan la geometría de una antefosa cretácica tardía y su bulbo periférico correspondiente al este de la Sierra de la Cara Cura, indicando que esta estructura sería el punto de máximo avance del frente orogénico, y la principal fuente de sedimentos. Estos autores muestran como los diferentes pulsos de levantamiento resultaron en un gran influjo de sedimentos a la antefosa, quedando registrados como depósitos de deltas tipo Gilbert interrumpiendo la sedimentación lacustre.

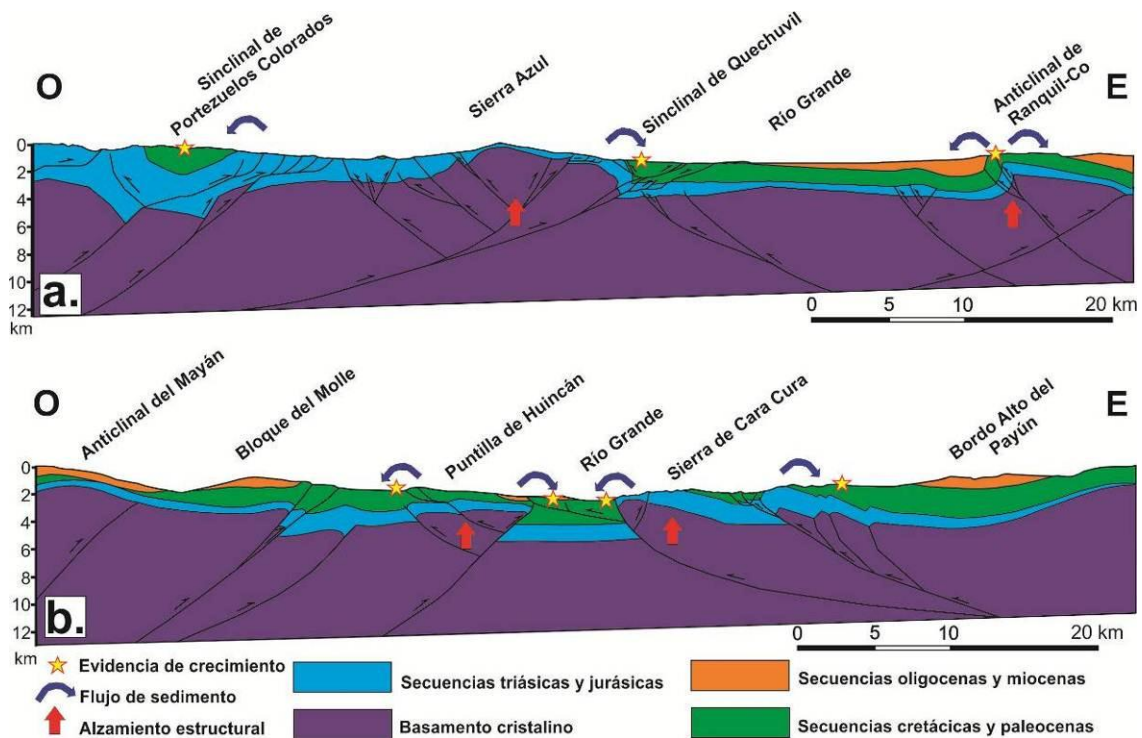


Fig. 3.13. Secciones estructurales esquemáticas realizadas a lo largo del área de estudio que muestran la ubicación de las evidencias de crecimiento provistas por este capítulo y por otros autores (Galarza *et al.*, 2009, Orts *et al.*, 2012a; Sánchez y Asurmendi, 2014) (ubicación de las secciones en la Fig. 3.3). De esta manera, se identificaron las principales áreas elevadas durante el Cretácico tardío, el paleoflujo de sedimentos y la ubicación de los depocentros intermontanos y de antefosa, separados entre sí por el frente orogénico. El mismo fue ubicado en el máximo avance de la deformación, representada por el anticlinal de Ranquil Co en la sección norte (a) y la sierra de la Cara Cura en la sección sur (b).

Posición del frente orogénico cretácico tardío

En las fajas plegadas y corridas del Agrio y de Chos Malal, el frente orogénico cretácico se encuentra fijado en base a buenas evidencias sedimentológicas, estructurales y

termocronológicas (Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2009, Tunik *et al.*, 2010) (Fig. 3.14). El avance y su período de actividad culminaron en gran parte en el Cretácico tardío, siendo ligeramente reactivadas desde el Mioceno en adelante (Rojas Vera *et al.*, 2015). En este contexto, el frente orogénico cretácico fue fijado en el límite máximo de la deformación, mientras que la antefosa fue inferida como la zona en donde el Grupo Neuquén se encuentra subhorizontal, siendo su expresión superficial la zona ubicada al este del Dorso de los Chihuidos (Zamora Valcarce *et al.*, 2009).

Por otro lado, en la zona norte de la faja plegada y corrida de Malargüe (34°-35°30'S), el único trabajo que ha discutido la posición del frente orogénico cretácico y fijado la posición del bulbo periférico se encuentra basado en variaciones de facies y la presencia de una discordancia angular entre el mesozoico y una unidad volcánica de edad oligocena (Mescua *et al.*, 2013) (Fig. 3.14). Estos autores asignan la posición del frente orogénico a una falla normal jurásica invertida en las cercanías del límite internacional, denominada falla del Río Cobre, y reconocen un sector proximal al frente orogénico y uno distal con sedimentos provenientes del bulbo periférico. Sin embargo, Boll *et al.* (2014), a través de la horizontalización de reflectores sísmicos en un cubo 3D ubicado entre los ríos Atuel y Salado (~35°S), describen una leve estructuración en el basamento, definiendo una discordancia en la base del Grupo Neuquén y demostrando que el frente cretácico a estas latitudes tenía una posición más oriental (Fig. 3.14). En este capítulo, el frente orogénico cretácico fue también definido en el límite máximo de avance de la deformación, identificada gracias a la presencia de probables estratos de crecimiento en el Grupo Neuquén, siguiendo el modelo de cuencas de antepaís de DeCelles y Gilles (1996). Pese a que la deformación neógena fue importante en el área de estudio, el Bloque de San Rafael sería la única estructura de gran longitud de onda levantada enteramente por esta fase (Bastías *et al.*, 1993), quedando excluido de la cuña orogénica cretácica tardía (Fig. 3.14). Geometrías de antefosa y bulbo periférico fueron recientemente interpretadas por Sánchez y Asurmendi (2014) en la altiplanicie del Payún, confirmando la posición del frente orogénico en la Sierra de la Cara Cura a los 36°30'S (Fig. 3.14). Sin embargo, estas geometrías son solamente visibles a través de métodos indirectos debido a la espesa cobertura de volcanismo cenozoico, por lo que su continuidad no puede ser confirmada hacia el norte.

De esta manera, el frente orogénico cretácico tardío para el área comprendida entre los 35° y los 37°S puede ser definida con mayor precisión, teniendo en cuenta los nuevos datos aportados por este capítulo entre los 35°30'-37°S y los evidencias aportadas por Boll *et al.* (2014) entre los 35°-35°30'S (Fig. 3.14). Este frente orogénico muestra diferencias con respecto a otras propuestas definidas por Mescua *et al.* (2013) y Tunik *et al.* (2010), implicando un orógeno cretácico más amplio. Este frente orogénico cretácico tardío avanzó, por lo menos, 50 km al este con respecto a la propuesta para las fajas plegadas y corridas del Agrio, Chos Malal y Malargüe

de Tunik *et al.* (2010) (Fig. 3.1), mientras que con respecto al sector norte de la faja plegada y corrida de Malargüe (34°-35°S), la ubicación es incluso unos 100 km más al este (Fig. 3.1).

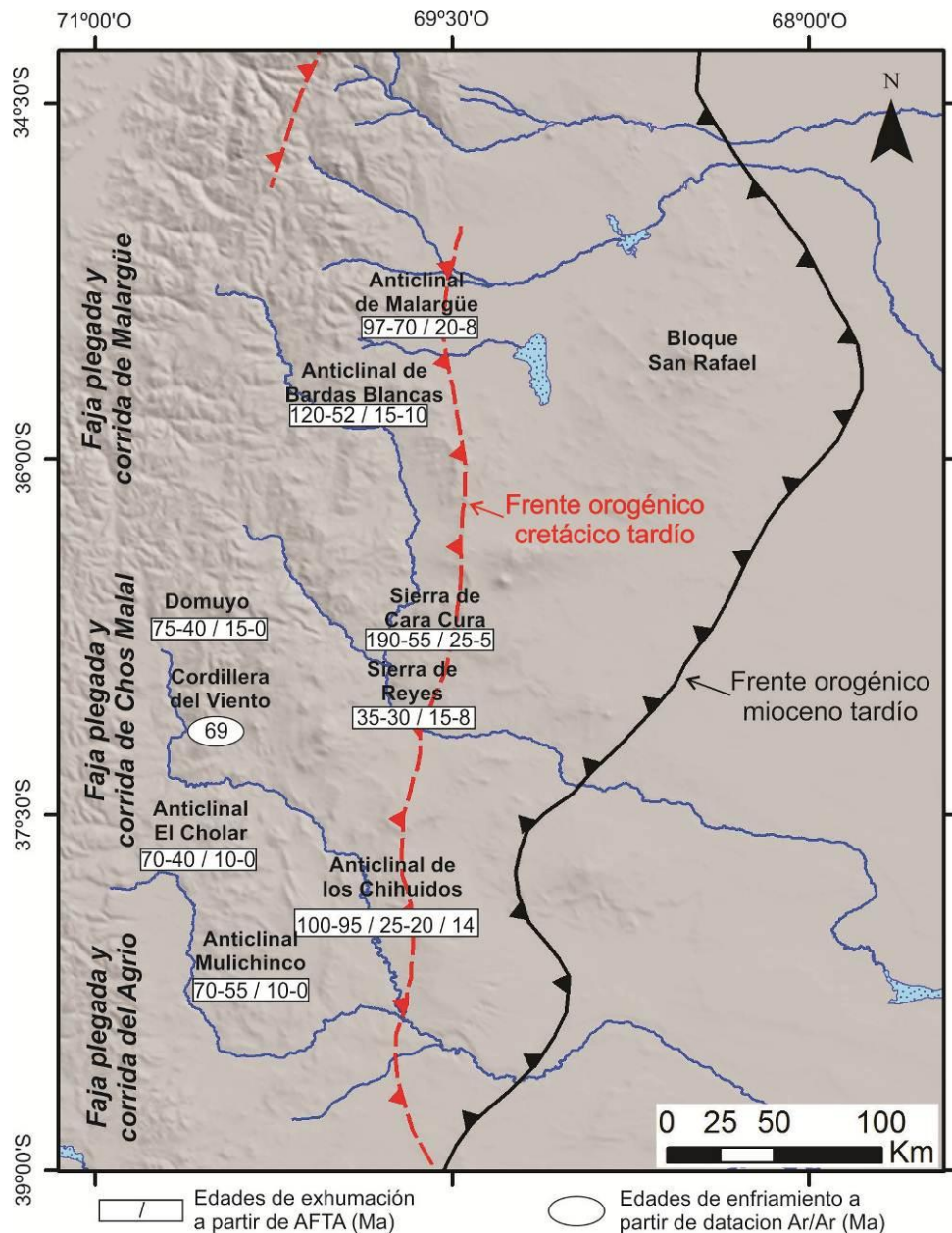


Fig. 3.14. El frente orogénico cretácico tardío entre los 35°30'S y los 37°S fijado en este capítulo y su continuación con los frentes orogénicos en las fajas del Agrio y Chos Malal (Tunik *et al.*, 2010) y del sector norte de la faja de Malargüe (Mescua *et al.*, 2013; Boll *et al.*, 2014). Al compararlo con el frente orogénico mioceno tardío (Sagripanti *et al.*, 2011), se observa que esta última fase de deformación habría incluido a la faja plegada y corrida cretácica tardía dentro de su cuña orogénica, sumando al Bloque San Rafael al norte (Bastías *et al.*, 1993). Los datos de exhumación de Kay *et al.* (2006), Zamora Valcarce *et al.* (2009), Folguera *et al.* (2015) y Rojas Vera *et al.* (2015) confirman ambas fases de deformación en la zona.

Exhumación a partir de análisis de trazas de fisión en apatita

Entre las consecuencias más directas de la existencia de una fase de deformación se encuentran la creación de topografía sinorogénica y la exhumación de las rocas. El análisis de trazas de fisión en apatita ha arrojado resultados interesantes en los últimos años que permiten delimitar la zona de exhumación de origen cretácica en el norte de Neuquén y sur de Mendoza (Fig. 3.14). En este sentido, el trabajo de Zamora Valcarce *et al.* (2009) confirma la discordancia angular cretácica tardía reconocida por Groeber (1946) en el anticlinal de los Chihuidos (Fig. 3.14). A través del análisis de las trazas de fisión, se observa un corto período de enfriamiento interpretado como asociado a levantamiento y erosión en la zona (ca. 100-95 Ma), indicando que la fase de deformación cretácica habría estructurado ligeramente el sector frontal de la faja plegada y corrida del Agrio, generando dicha discordancia.

En concordancia con estos resultados, Rojas Vera *et al.* (2015) publicaron trazas de fisión realizadas en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio (anticlinales El Cholar y Mulichinco, Fig. 3.14), las cuales indican una exhumación a partir de los 70 Ma, una edad más joven que la registrada para el anticlinal de los Chihuidos al este. Estos autores indican que esta discrepancia puede ser interpretada como un retardo entre la deformación y la exhumación, siendo esta última más intensa en la parte interna, reseteándose de esta manera las trazas de fisión en los apatitos. Estos datos son concordantes con una edad de enfriamiento cercana a 69 Ma en un plutón pérmico ubicado inmediatamente al norte de la Cordillera del Viento (Kay *et al.*, 2006) (Fig. 3.14), calculándose una exhumación de 6 km para el mismo (Ramos y Folguera, 2005).

Por último, en la faja plegada y corrida de Malargüe (Fig. 11), Folguera *et al.* (2015) registran un período de exhumación en el Cretácico tardío, confirmando las observaciones realizadas en este capítulo. En los anticlinales de Malargüe y Bardas Blancas, la exhumación se encuentra circunscripta al Cretácico tardío – Paleógeno, mientras que en la sierra de la Cara Cura el primer período de exhumación comprende un lapso no preciso desde el Jurásico temprano hasta el Paleógeno, indicando un potencial reseteo parcial de las trazas (Fig. 11). Hacia el oeste, en el cerro Domuyo ubicado en el sector interno de la faja plegada y corrida de Malargüe (Fig. 3.14), se obtienen edades de exhumación más jóvenes cercanas a 75 Ma, en forma similar a los datos expuestos en Rojas Vera *et al.* (2015) para el sector interno de la faja del Agrio. Contrastantemente, en la Sierra de Reyes (Fig. 3.14) el primer período de exhumación registrado se ubica en el Eoceno. En esta línea, Folguera *et al.* (2015) destacan la presencia de la discordancia entre los términos del Grupo Malargüe y la Formación Palaoco ya descriptos por Groeber (1946, 1947) inmediatamente al norte en el mismo tren de estructuras, y discuten que parte de este enfriamiento estaría vinculado al magmatismo extensional de intraplaca de la

cuenca de Palaoco. Este fenómeno térmico sería un potencial responsable del reseteo de las trazas de fisión en las apatitas de las muestras analizadas en esa zona, implicando la pérdida del registro de las fases cretácicas presentes en estructuras vecinas.

Por último, la fase de deformación miocena se encuentra registrada en todos los análisis de trazas de fisión realizados en las tres fajas, lo que confirma la reactivación miocena de las estructuras cretácicas (Fig. 3.14).

Patrones de edades U-Pb y su relación con el frente orogénico

Teniendo en cuenta el frente orogénico propuesto en este capítulo, el depocentro de Ranquil Co cae dentro del área de tope de cuña del Cretácico tardío, al igual que los depocentros estudiados por Balgord y Carrapa (2016) y la zona de muestreo occidental de Di Giulio *et al.* (2012) (Fig. 3.15). Por lo tanto, una comparación puede ser realizada entre los patrones de circones detríticos del Grupo Neuquén obtenidos en el tope de cuña y en la antefosa, entre los cuales se encuentran la zona de muestreo oriental de Di Giulio *et al.* (2012) y la muestra tomada por Horton *et al.* (2016), mostrando diferencias importantes (Fig. 3.15).

A pesar de que los trabajos citados se encuentran localizados en diferentes fajas plegadas y corridas, su estratigrafía, estilo estructural e historia geológica son similares, por lo que los procesos que lo afectaron habrían sido los mismos, permitiendo una comparación. La tabla de correlación en la Fig. 3.2 fue utilizada para contrastar los patrones de edades U-Pb, dado que el Grupo Neuquén en estos trabajos se encuentra subdividido de manera diferente. Con excepción de la muestra tomada por Horton *et al.* (2016), el resto se encuentran posicionadas estratigráficamente dentro del Grupo Neuquén, permitiendo el análisis de su evolución de base a techo.

Los circones analizados en el Grupo Neuquén de las muestras ubicadas en el tope de cuña cretácico tardío (Fig. 3.15) muestran poblaciones provenientes de las raíces del arco jurásico-cretácico al oeste y poblaciones provenientes de las rocas del Grupo Choiyoi y del Ciclo precuyano, localizadas en los núcleos de los anticlinales de gran longitud de onda en las faja plegada y corrida cretácica tardía (Fig. 3.15). Las poblaciones de circones que pertenecen a áreas fuentes ubicadas en el área cratónica son bajas, por lo que pueden ser considerados circones de segundo ciclo, siendo el reciclado de las unidades jurásicas y cretácicas inferiores del la cuenca Neuquina la fuente más probable, como fue discutido previamente.

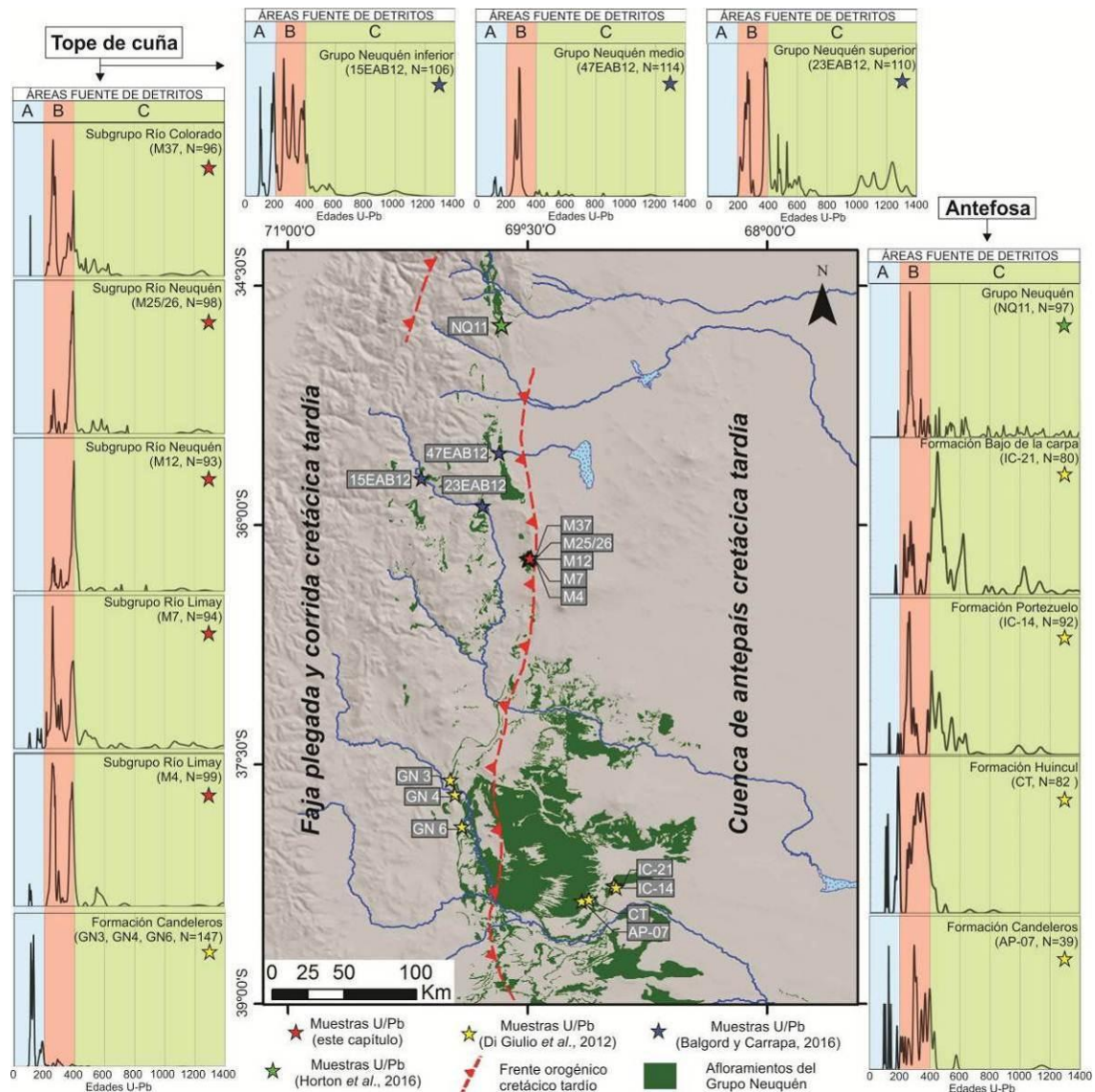


Fig. 3.15. El frente orogénico cretácico tardío entre los 34°30' y los 39°S define dos depozonas para el Grupo Neuquén, lo que permite la comparación entre patrones de edades de circones detríticos para muestra ubicadas en la depozona del tope de cuña, al oeste del frente orogénico y la depozona de la antefosa, al este. De esta comparación se desprende que las poblaciones provenientes del cratón (columna C) se encuentran inhibidas en el área de tope de cuña, indicando un levantamiento progresivo de los depocentros intermontanos occidentales, mientras que en la zona de la antefosa, estas aparecen hacia los términos más jóvenes, implicando el levantamiento del bulbo periférico al este. Además, se observa que la población de circones proveniente de las rocas del arco jurásicas y cretácicas (columna A) se encuentra inhibida hacia el techo en las muestras de la zona de antefosa, reflejando el desarrollo de una faja plegada y corrida hacia el oeste que actuaría como barrera para la dispersión de sedimentos. Poblaciones de circones del Choiyoi y del Precuyano (columna B) permanecen constantes en ambas áreas, dado que sus áreas fuente se encuentran ubicadas tanto en el antepaís como en la zona interna del orógeno.

Sin embargo, Balgord y Carrapa (2016) interpretan que la muestra 23EAB12 (Fig. 3.15), ubicada en la zona de Bardas Blancas, fue alimentada exclusivamente desde el este debido a la

ausencia de circones del arco andino y a algunas pequeñas poblaciones de edad Grenvilliana, lo que no concuerda con su posición respecto al frente orogénico propuesto. No obstante, la predominancia de las poblaciones permo-triásicas y devónicas indicaría que este depocentro fue alimentado de forma local, probablemente desde el oeste. Debido a su posición inmediatamente al este de una barrera estructural como el anticlinal de Bardas Blancas, los circones del arco jurásico-cretácico se verían inhibidos, las poblaciones cratónicas podrían ser un reciclado de la cubierta sedimentaria, y las poblaciones permo-triásicas serían derivadas directamente del núcleo de esta estructura.

Por otro lado, circones muestreados en el Grupo Neuquén ubicado en la zona de antefosa del Cretácico tardío (Fig. 3.15) muestran que durante el Cenomaniano, cuando el Grupo Neuquén comenzó a depositarse, los sedimentos provenían del arco volcánico jurásico-cretácico ubicado al oeste. Con el desarrollo progresivo de la faja plegada y corrida del Cretácico tardío, esta contribución se vio inhibida, y los sistemas clásticos comenzaron a ser alimentados desde el área cratónica, probablemente debido al levantamiento del bulbo periférico como consecuencia del crecimiento de la faja plegada y corrida. La contribución a la antefosa de circones del Grupo Choiyoi y del ciclo Precuyano se mantuvo inalterada, dado que estos afloramientos se encuentran representados tanto en la región cratónica como en el sector interno del orógeno.

Por último, si se tiene en cuenta la posición del frente orogénico propuesto por Mescua *et al.* (2013) entre los 34° y los 35°S, la muestra de Horton *et al.* (2016) caería dentro de la antefosa. Sin embargo, su patrón de edades no muestra una predominancia de poblaciones provenientes del área cratónica, sino que su área fuente principal serían rocas de edad permo-triásica de la cordillera frontal, ubicada unos 20 km al noreste. Debido a la ausencia de circones del arco jurásico-cretácico y a la falta de control estratigráfico de esta muestra, no puede insertarse a la misma dentro de una depozona determinada a partir de su patrón de edades en circones detríticos. Un mejor análisis de esta zona y la procedencia de los circones devónicos son dos cuestiones que quedan aún por resolver en cuanto a los patrones de edades U-Pb de circones detríticos en la faja plegada y corrida de Malargüe.

Contexto geodinámico del orógeno cretácico tardío y su cuenca de antepaís asociada

Paleoreconstrucciones tectónicas recientemente elaboradas han mostrado que durante el Cretácico se produjo la erupción de un LIP en el suelo oceánico del paleo-Pacífico, actualmente dividido en los *plateaus* de Ontong-Java, Manihiki y Hikurangi, el cual se encuentra asociado a la redefinición de límites entre algunas placas tectónicas antiguas (Taylor, 2006; Seton *et al.*, 2012). La redefinición de estos límites y la erupción del LIP ocurrieron hace unos 120 Ma,

fragmentando a la placa de Fenix en cuatro placas nuevas: Hikurangi, Manihiki, Chasca y Catequil. Mientras se desarrollaba el límite entre las placas de Chasca y Catequil (Dorsal centro-oceánica de Chasca y Catequil, DCOCC), éste interactuó con el margen sudamericano actual a los 43°S (Fig. 3.16c), bajo un contexto de aceleración hacia el oeste del continente luego de su separación del resto de Gondwana (Coney y Evenchick, 1994; Somoza y Zaffarana, 2008). Este evento inicial habría estado asociado a una somerización de la losa, seguida por una migración del arco y una fase compresiva, como fue detallado por Gianni *et al.* (2015) y Echaurren *et al.* (2016) para esas latitudes. Posteriormente, la DCOCC migró hacia el norte, alcanzando las paleolatitudes de la faja plegada y corrida de Malargüe a los 93 Ma, en un contexto de alta velocidad absoluta de la placa superior (Fig. 3.16b) (Maloney *et al.*, 2013). La subducción de litósfera joven, anhidra y de alta flotabilidad (enmarcada entre las isócronas de 10 Ma en la Fig. 3.16a) adosadas a la DCOCC podría ser la responsable de la baja productividad y potencial desaparición del arco en el sector chileno de los Andes descripto por Charrier *et al.* (2007) (Fig. 3.16a). En este línea, Tunik *et al.* (2010), basándose en el análisis de los circones detríticos mesozoicos del Grupo Neuquén, mostraron que hay dos picos importantes en la actividad del arco volcánico, desarrollados a los 110 Ma y los 125 Ma respectivamente, seguidos por un decrecimiento gradual, interpretado como una baja en la productividad del arco. Datos de circones detríticos mostrados por Di Giulio *et al.* (2012), Balgord y Carrapa (2016) y en este capítulo concuerdan con la baja en la productividad del arco a partir de los *ca.* 100 Ma.

Al mismo tiempo que ocurría la baja en la productividad del arco (conocida como *gap* volcánico), tuvo lugar la deformación contraccional en la cuenca Neuquina estudiada en este capítulo, mientras los estratos sinorogénicos del Grupo Neuquén se acumulaban en la cuenca de antepaís (Figs. 3.16a y b).

Las paleorreconstrucciones de placas muestran que la DCOCC continúa su migración hacia el norte, extinguiéndose alrededor de los 80 Ma, inmediatamente después de que un nuevo límite de placas, correspondiente a la dorsal centro-oceánica de Farallón/Antártica (DCOFA) impacta el margen a los 42°S (Fig. 3.16c). En contraste con la colisión previa, la DCOFA se mantuvo relativamente estática con respecto al margen desde su impacto a los *ca.* 86 Ma. Es destacable que después de esta segunda colisión, reaparecen las rocas volcánicas cretácicas en la vertiente andina argentina, las cuales reportan edades de entre *ca.* 85 Ma y *ca.* 60 Ma (Muñizaga *et al.*, 1988; Franchini *et al.*, 2003, Spagnuolo *et al.*, 2012). Este hecho fue utilizado para proponer una migración del arco en el Cretácico tardío (Ramos y Folguera, 2005; García Morabito y Ramos, 2012; Spagnuolo *et al.*, 2012). Esta migración habría alcanzado su máximo avance en la zona del Río Grande a los 67 Ma (Spagnuolo *et al.*, 2012), sincrónico con la sedimentación de los términos superiores del Grupo Neuquén y del Grupo Malargüe (Llambías y Aragón, 2011).

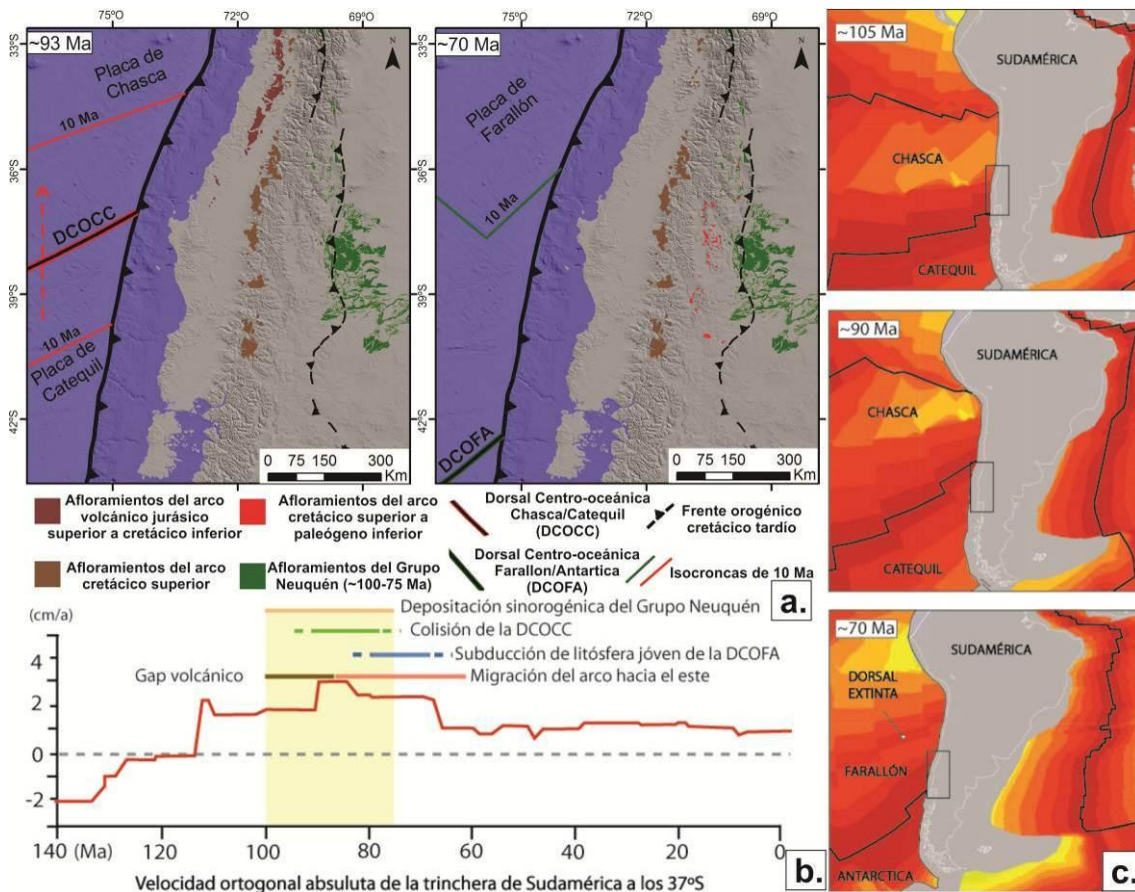


Fig. 3.16. a) Paleorreconstrucciones del margen andino durante el Cretácico tardío, contemplando la subducción de litósfera joven asociada a la colisión de dos dorsales centro-oceánicas consecutivas (Seton *et al.*, 2012). Se observa una progresiva migración hacia el este del arco durante este episodio de subducción de dorsales (Muñizaga *et al.*, 1985; Franchini *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007; Spagnuolo *et al.*, 2012; García Morabito y Ramos, 2012), durante la depositación del Grupo Neuquén. El frente orogénico cretácico tardío está basado en Tunik *et al.* (2010), García Morabito y Ramos (2012), Orts *et al.* (2012b), Mescua *et al.* (2013), Boll *et al.* (2014) y este capítulo. b) Velocidad absoluta de la trinchera de Sudamérica a los 37°S, modificada de Maloney *et al.* (2013), y los diferentes episodios geológicos ocurridos durante su deriva hacia el oeste. Puede observarse como la depositación del Grupo Neuquén es coetánea con la subducción de dos dorsales centro-oceánicas consecutivas, un gap en el arco y finalmente una migración del mismo hacia el este. c) Paleorreconstrucciones de la placa Sudamericana durante el Cretácico tardío (Seton *et al.*, 2012).

Los procesos contraccionales descritos en este capítulo habrían sido causados por la subducción de litósfera anómalamente joven, asociada a la subducción de dos dorsales centro-oceánicas sucesivas de acuerdo a modelos actuales, en un contexto de rápida deriva hacia el oeste del continente sudamericano (Coney y Evenchick, 1994). Esta baja en la productividad del arco y su posterior migración podrían estar relacionadas con este proceso, en donde la subducción de litósfera anhidra y de alta flotabilidad habría inducido cambios en la geometría

de la zona de subducción. De esta manera, el Grupo Neuquén sería la unidad sedimentaria sinorogénica asociada a los estadios iniciales del orógeno andino, producido por un régimen de subducción somera, que figura como uno de los efectos más probables de la subducción de dorsales centro-oceánicas, como fue postulado en el trabajo pionero de Nelson y Forsythe (1989).

Teniendo en cuenta estas recientes reconstrucciones de placas y las nuevas evidencias mostradas en este capítulo, vale la pena revisar a lo largo de los Andes todas las áreas que habían sido consideradas como levantadas en su totalidad durante el neógeno, pero que podrían haber sido afectadas por la fase de deformación del Cretácico tardío. Teniendo en cuenta la migración hacia el norte de la DCOCC desde los 43°S (120 Ma) hasta su extinción a los 30°S (80 Ma), algunas áreas potenciales han sido reconocidas: la cordillera Frontal, con alturas que alcanzan los 6000 metros, ha sido exhumada en el Mioceno tardío, relacionada a la zona de subducción subhorizontal pampeana actual. Sin embargo, algunas hipótesis postulan que podría haber sido elevada inicialmente en el Cretácico tardío (Schiller, 1912; Vicente *et al.*, 1973; Vicente, 2000). En este sentido, la presencia de estratos de crecimiento en la Formación Diamante de edad cretácica superior ha sido descrita en su limbo dorsal, en la Cordillera Principal, por Orts y Ramos (2006), que reflejaría esta etapa de levantamiento previa.

Al sur, la faja plegada y corrida de San Bernardo, entre los 42° y los 48°S, es otro rasgo que había sido considerado como estructurado enteramente en el Neógeno. Sin embargo, estudios recientes de Gianni *et al.* (2015) y Echaurren *et al.* (2016) muestran estratos sinorogénicos cretácicos en el Grupo Chubut, resumiendo la idea de un orógeno conocido como los Patagónides, definido inicialmente por Keidel (1921).

Las verdaderas dimensiones de este orógeno cretácico tardío constituyen problemáticas aún sin resolver. Para terminar de entender las dimensiones reales del orógeno inicial, resta revisar en más detalle áreas clásicas en búsqueda de evidencias de depositación sinorogénica en unidades cretácicas.

3.6. Conclusiones

A partir de la descripción de datos realizada, una serie de conclusiones pueden ser esbozadas: en primer lugar, el Grupo Neuquén representa el relleno de una cuenca de antepaís cretácica tardía, localizada en la faja de Malargüe al este del orógeno andino, el cual evolucionó por lo menos a partir de los 100 Ma, edad máxima de sedimentación obtenida por medio de los circones detríticos, y confirmada por los estudios de enfriamiento-exhumación realizados por diversos autores en esta faja. Este orógeno fue la principal fuente de los sedimentos del área de tope de cuña, llenando cuencas intermontanas y también, desde sus estadios iniciales, alimentando la zona de la antefosa. Esta última zona habría tenido su principal área fuente en el bulbo

periférico, siendo más importante hacia los términos superiores del Grupo Neuquén, una vez que el orógeno hubiera alcanzado su máxima dimensión. Esto crearía una barrera, inhibiendo la dispersión hacia el este de los circones jurásicos y cretácicos del arco y cambiando la pendiente regional debido al aumento en la carga orogénica.

El límite entre estas dos áreas puede ser determinado con relativa precisión por el frente orogénico cretácico superior, definido en este trabajo por la presencia de estratos de crecimiento en el Grupo Neuquén. Este frente orogénico se encuentra localizado aproximadamente a 400-500 km al este de la trinchera actual, alcanzando los 69°30'O. En comparación con propuestas previas, este frente de deformación se encuentra localizado más al este, alcanzando el sector frontal de la faja plegada y corrida de Malargüe y mostrando que la morfología neógena sería similar a la morfología alcanzada durante el Cretácico tardío. En este contexto, los componentes detríticos pérmicos indican que las estructuras de basamento principales fueron incididas hasta su presente nivel de erosión, constituyendo las fuentes principales de circones para este período, definiendo un nivel de exhumación similar al actual.

La sedimentación del Grupo Neuquén se llevó a cabo en un contexto geodinámico particular, en donde Sudamérica derivaba aceleradamente hacia el oeste luego de su separación del resto de Gondwana, mientras su margen occidental era impactado por dos dorsales centro-oceánicas sucesivas. Esto habría resultado en una baja en la productividad del arco en el Cretácico tardío, y en una posterior migración del mismo, el cual alcanzó la cuenca de antepaís, correspondiente con la depositación del Grupo Neuquén. Esta migración del arco, los procesos de deformación y los depósitos de la cuenca de antepaís habrían sido producto de un régimen de subducción somero.

Las dimensiones de este orógeno hacia el norte del segmento analizado restan por ser estudiadas, sin embargo los datos expuestos en este capítulo constituyen una evidencia concreta acerca de que la deformación cretácica en los Andes resulta más importante que lo que históricamente se había asumido.

4. Interrupciones extensionales durante el desarrollo de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°30' – 37°S)

4.1. Introducción

El crecimiento de los orógenos de subducción ha sido explicado a través de un modelo relativamente simple en el cual éstos crecen en altitud a medida que se amplían, incorporando material del antepaís dentro de la cuña orogénica, respetando un ángulo crítico (Davis *et al.*, 1983). Como consecuencia de este modelo, la evolución de este tipo de orógenos, con los Andes como su exponente principal, suele ser caracterizada a través de una sucesión de fases de deformación, las cuales, al ser discretizadas, muestran correlación con una serie de factores, como pueden ser el movimiento de la placa superior, cambios en el ángulo de subducción, colisión de rasgos oceánicos, cambios climáticos, etc. (Lamb y Davis, 2003; Heuret y Lallemand, 2005; Sobolev y Babeyko, 2005). Al encontrar validez a lo largo del registro geológico, estos factores pueden convertirse en controles orogénicos, tanto de primer orden (de impacto regional) como de segundo orden (de escala local), los cuales son invocados a menudo para explicar cada una de estas fases de construcción. Sin embargo, entre cada uno de estos episodios de construcción, la cuña orogénica interrumpe su actividad y entra en un período de estabilidad en el cual se expone pasivamente a los agentes erosivos, quedando generalmente evidenciado por un hiatus en el registro (Horton y Fuentes, 2016). No obstante, al ser éste un margen activo, los controles, tanto de primero como de segundo orden, siguen actuando, por lo que la cuña orogénica debería ofrecer algún tipo de respuesta. Si se tiene en consideración que durante las fases de construcción del orógeno existe alzamiento de la topografía y acortamiento de la corteza superior, en las etapas de “degradación o colapso” de la cuña orogénica, los fenómenos dominantes serían la depresión de la topografía y la extensión de la corteza superior. Es por ello que a lo largo de la cordillera de los Andes se pueden definir zonas afectadas por distintos tipos de procesos que pueden ser asociados a estos dos estadios extremos. Los mismos pueden agruparse dentro un régimen tectónico determinado, extrapolable desde los inicios del ciclo Andino en el Mesozoico hasta la actualidad (Ramos, 2010). Los Andes Centrales del Sur, área de estudio de este capítulo, se encuentran bajo un régimen compresivo en la actualidad, en donde el movimiento de la placa Sudamericana hacia el oeste a unos 7 cm/a, la colisión de rasgos oceánicos, y el ángulo de subducción de la losa oceánica juegan un rol preponderante (Fig. 4.1). Sin embargo, una serie de trabajos realizados en este segmento de los Andes ha documentado evidencia de actividad extensional en el registro, lo que indicaría que la compresión no fue siempre el régimen imperante (Hervé *et al.*, 1995; Suárez y Emparán, 1995; Charrier *et al.*, 1996, 2002; Godoy *et al.*, 1999; Muñoz *et al.*, 2000; Jordan *et al.*, 2001). A partir

de estos trabajos pioneros, una gran cantidad de autores comenzaron a encontrar evidencias directas de extensión, tanto en afloramientos como en registros sísmicos, restringiendo temporalmente este episodio entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano y agrupando sus depósitos dentro de una serie de depocentros que comparten esta mecánica particular (Fig. 4.1) (Burns *et al.*, 2006; Flynn *et al.*, 2008; Utgé *et al.*, 2009; Folguera *et al.*, 2010; Radic, 2010; Franzese *et al.*, 2011; Garcia Morabito y Ramos, 2012; Godoy, 2012; Orts *et al.*, 2012b; Jara y Charrier, 2014; Ramos *et al.*, 2014; Winocur *et al.*, 2015; Encinas *et al.*, 2014, 2015). Además, en coincidencia con este período, grandes erupciones de vulcanismo máfico ocurrieron en una amplia franja que abarca desde el antearco hasta la zona del retroarco, indicando que este período extensional estuvo asociado a una anomalía astenosférica (Fig. 4.1) (López-Escobar y Vergara, 1997; Kay *et al.*, 2005; Kay y Copeland, 2006; Kay *et al.*, 2007; Litvak *et al.*, 2007; Dhyr *et al.*, 2013a y b).

Teniendo en cuenta lo discutido en el capítulo anterior, la historia geológica de los Andes en este sector habría tenido su primera fase de construcción en el Cretácico tardío, cuando Sudamérica comenzó su alejamiento del continente Africano (Coney y Evenchick, 1994; Somoza y Zaffarana, 2008), induciendo una fuerte compresión en su margen occidental. Luego, un período de quietud tectónica tuvo lugar, el cual podría haberse visto interrumpido por una fase de deformación en el Eoceno, escasamente reconocida en el área de estudio (Cobbold y Rossello, 2003; Sagripanti *et al.*, 2012), pero ampliamente representada en los Andes Centrales (Ramos, 1988; Oncken *et al.*, 2006; Gillis *et al.*, 2006; O'Driscoll *et al.*, 2012). Este período de quietud culminaría hacia el Mioceno medio con una nueva fase de construcción de este segmento de los Andes, que habría sido la responsable de generar el relieve estructural actual (Silvestro *et al.*, 2005; Giambiagi *et al.*, 2008; Silvestro y Atencio, 2009; Turienzo *et al.*, 2012; Sagripanti *et al.*, 2011, 2012, 2014; Tapia *et al.*, 2015). Esta fase habría llegado a su fin a principios del Plioceno al Cuaternario, momento a partir del cual sectores discretos correspondientes a esta amplia zona se encontrarían afectados por un régimen extensional (Folguera *et al.*, 2006, 2008; Ramos *et al.*, 2014).

Por lo tanto, el objetivo de este capítulo es el de analizar el período comprendido entre las dos fases de construcción principales de la faja plegada y corrida de Malargüe, mediante el análisis estructural y geocronológico de las cuencas de intra-arco y de retroarco desarrolladas durante este período en la zona de estudio (Fig. 4.1).

Para ello, se realizaron una serie de trabajos de campo a lo largo de una transecta desde el límite internacional hasta el frente orogénico entre los 35°30' y los 36°S, analizando las exposiciones de ambas cuencas y su relación con los depósitos de la cuenca neuquina. Se analizó el relleno de las mismas y se buscaron evidencias que indiquen un control principal de su apertura y de la generación del espacio de acomodación durante su evolución. Además, se realizó la

compilación de una gran cantidad de dataciones presentes en la bibliografía y se obtuvo una nueva edad U-Pb en circones detríticos de depósitos sedimentarios intercalados con las secuencias volcánicas cercanas a la base de la cuenca de intra-arco, con el fin de asignarle un rango temporal a la actividad extensional.

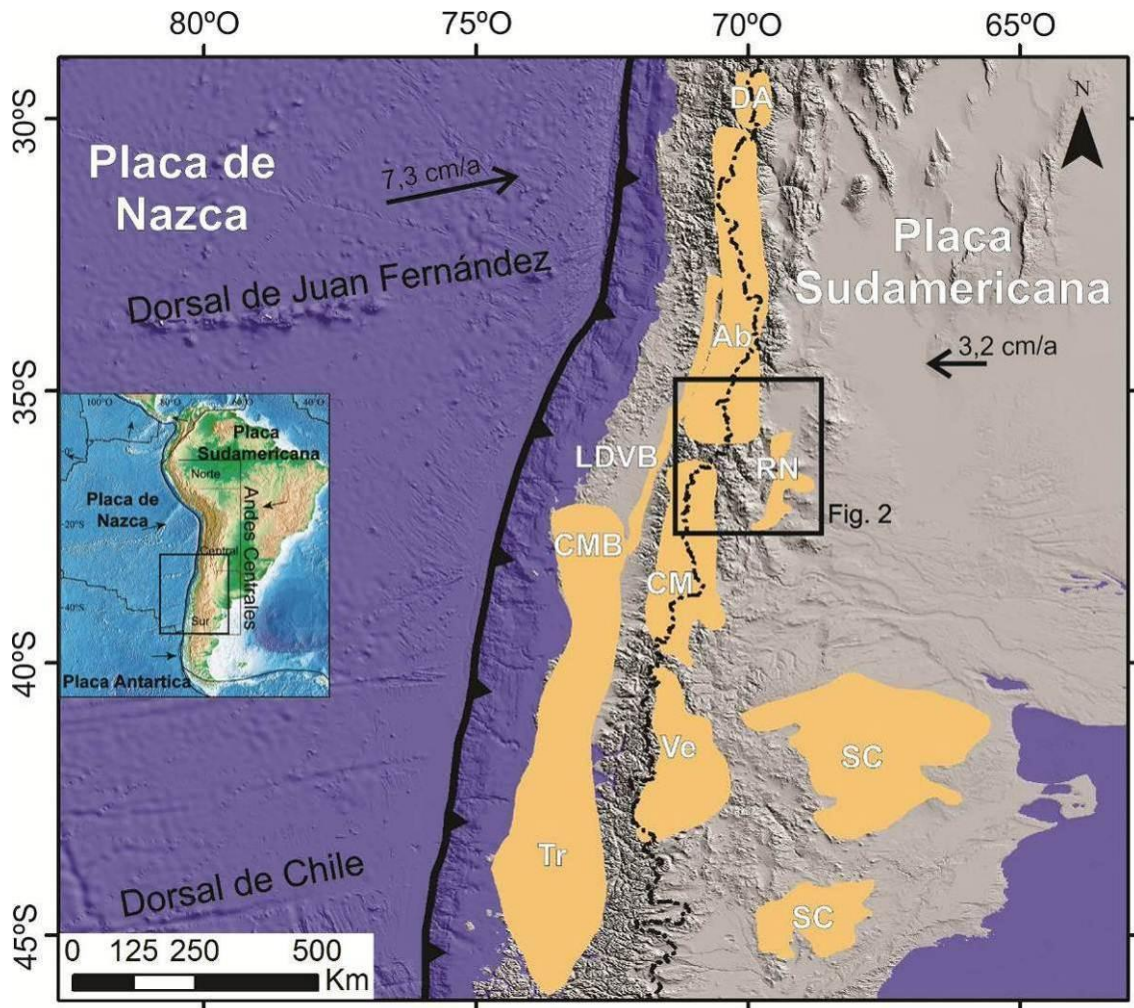


Fig. 4.1 Cuencas extensionales del Oligoceno superior al Mioceno inferior en los Andes Centrales del Sur y la ubicación de la zona de estudio (modificado de Hervé *et al.*, 1995; López-Escobar y Vergara, 1997; Muñoz *et al.*, 2000; Charrier *et al.*, 2005; Kay y Copeland, 2006; Kay *et al.*, 2007; Litvak *et al.*, 2007; Rojas Vera *et al.*, 2010; Bechis *et al.*, 2014; Encinas *et al.*, 2014; Ramos *et al.*, 2014). DA: Cuenca de Doña Ana; Ab: Cuenca de Abanico; RN: Retroarco Neuquino; CM: Cuenca de Cura Mallín; LDVB: *Longitudinal Depression Volcanic Belt*; CMB: *Coastal Magmatic Belt*; Tr: Cuenca de Traiguén; Ve: Cuenca de Ventana; SC: Somún Cura.

Como resultado, este capítulo revela una interrupción extensional en la construcción de los Andes a estas latitudes, desarrollado durante un intervalo temporal mucho mayor al identificado previamente, pero que podría estar escondiendo una fase de construcción poco conocida en la zona. Este régimen extensional habría generado una serie de cuencas volcánicas de intra-arco,

que estarían conectadas a través de un sistema de fallas maestras, y de cuencas de antearco y de retroarco, cuyo relleno habría sido marino en sus inicios y luego, hiatus mediante, mayormente volcánico. Ambos episodios de desestabilización estarían vinculados a procesos geodinámicos diferentes, aunque asociados a cambios en la dinámica de la subducción, los cuales habrían generado anomalías astenosféricas debajo de la zona del arco y del retroarco.

4.2. Volcanismo cenozoico del área de estudio

Tal como se discutió en el capítulo anterior, el fin del Mesozoico en el área de estudio se caracteriza por la presencia del arco volcánico en una posición anómala, ubicado en una franja latitudinal coincidente con el Río Grande (Spagnuolo *et al.*, 2012a). Sin embargo, no solo su posición es anómala, sino que su química no corresponde a la de un arco volcánico típico, ya que muestra una fuerte asociación con la cuña astenosférica y una signatura de arco poco evolucionada (Kay *et al.*, 2006; Spagnuolo *et al.*, 2012b). Ingresando en el Cenozoico, los productos volcánicos comienzan a ser más abundantes y a emplazarse sobre el sector interno del orógeno cretácico (Franchini *et al.*, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Kay *et al.*, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Llambías y Aragón, 2011). Sus facies subvolcánicas intruyen a los depósitos de la cuenca neuquina, mientras que las facies efusivas se encuentran interdigitadas con depósitos continentales y marinos someros ricos en fauna y flora fósil, conocidos como el Grupo Malargüe (Barrio, 1990; Aguirre Urreta *et al.*, 2011). Posteriormente, a inicios del Eoceno, la actividad volcánica comienza a decaer al mismo tiempo que la cuenca se continentaliza, en un período de acumulación reducida de sedimentos durante un régimen tectónico neutro (Horton y Fuentes, 2016). Este régimen concluye a los ~41 Ma, cuando en el antepaís se termina el registro sedimentario hasta su reanudación a los ~19 Ma, definiendo un hiatus de poco más de 20 Ma (Horton y Fuentes, 2016).

Este período es el foco del presente capítulo, ya que el régimen tectónico se vuelve extensional tal como se desprende de los datos de campo de trabajos previos y que posteriormente se analizarán en esta sección, y la actividad pasa a concentrarse en el arco y en el retroarco con la apertura de una serie de cuencas, cuyas edades van desde el Eoceno medio al Mioceno inferior en la zona del arco, y del Oligoceno superior al Mioceno inferior en el retroarco (Fig. 4.2). En el sector Chileno, al norte de los 35°30'S, estos depocentros extensionales se agrupan en la cuenca de Abanico, cuyos depósitos no han sido descriptos en la vertiente andina Argentina a estas latitudes, mientras que al sur, los mismos se encuentran a ambos lados del límite internacional, agrupados dentro de la cuenca de Cura Mallín (Fig. 4.2). Por otro lado, en el retroarco, depósitos de esta edad son exhibidos, de norte a sur, en las cuencas de Palaoco, La Matancilla y Huantraico (Fig. 4.2).

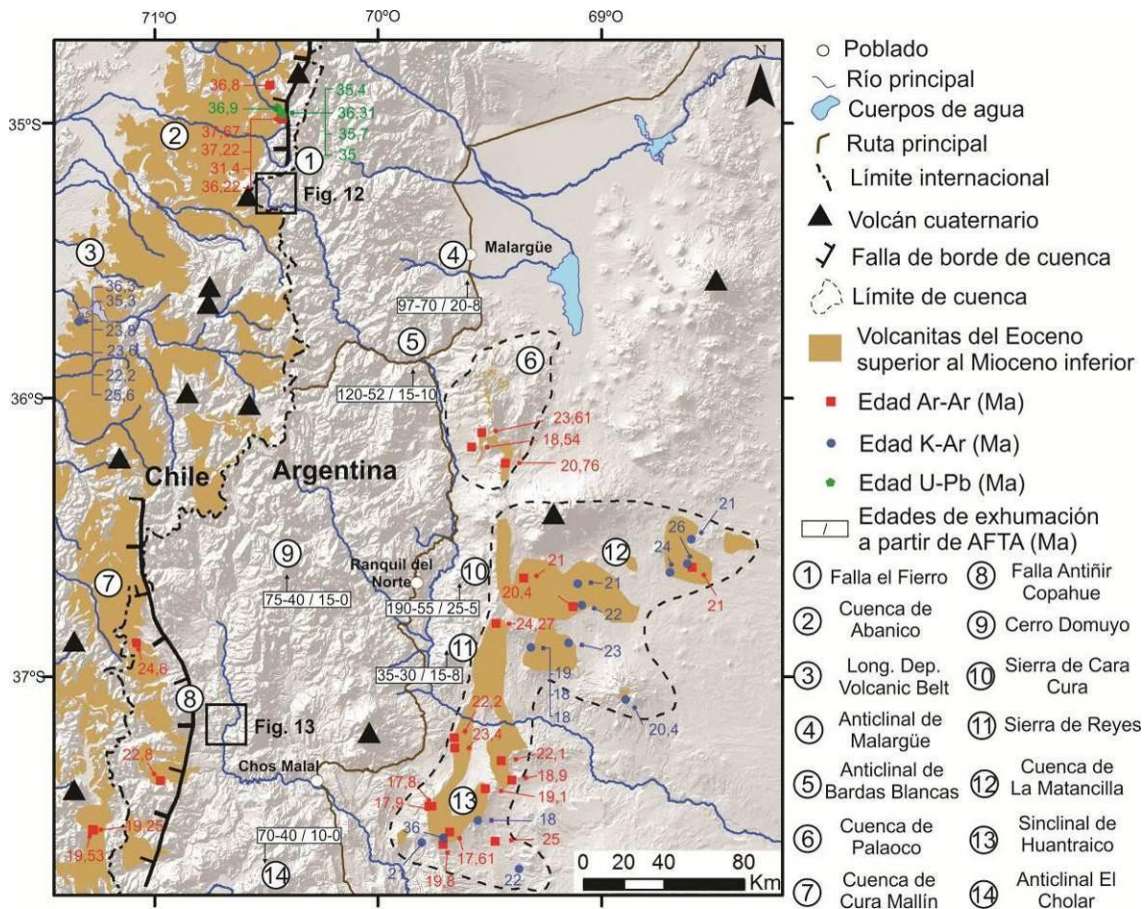


Fig. 4.2 Mapa de la zona de estudio y la ubicación de las cuencas de intra-arco y retroarco del Eoceno superior al Mioceno inferior, cuyas edades se encuentran determinadas a través de dataciones en su relleno volcánico (Charrier *et al.*, 1996; López-Escobar y Vergara, 1997; Jordan *et al.*, 2001; Kay y Copeland, 2006; Silvestro y Atencio, 2009; Shockey *et al.*, 2012; Dhyr *et al.*, 2013a y b; Mosolf, 2013; Tapia, 2015). En la zona del arco, el límite oriental de las cuencas está determinado por la falla El Fierro al norte (Piquer *et al.*, 2010) y por la falla Antiñir-Copahue al sur (Folguera y Ramos, 2004; Radic, 2010). Las edades de exhumación de las estructuras principales son previas y posteriores a este período de extensión, momento en el cual estas estructuras se habrían vuelto a soterrar. La única excepción la constituye la Sierra de Reyes, en donde los efectos térmicos del período extensional podrían haber reseteado las trazas de fisión de las apatitas presentes en sus muestras (Folguera *et al.*, 2015; Rojas Vera *et al.*, 2015).

La cuenca de Abanico ha sido el objetivo de varios estudios en los últimos años, principalmente por su gran extensión areal, su ubicación en zonas de importancia económica y su alto contenido fosilífero (Charrier *et al.*, 1996, 2002; Kay *et al.*, 2005). Sus límites inferior y superior siguen siendo motivo de discusión debido a la homogeneidad litológica con los depósitos infra- y suprayacentes, pero el consenso actual es que la apertura de esta cuenca habría sido en el Eoceno medio, y su posterior inversión habría sucedido alrededor de los 20 Ma, momento en el

cual el arco volcánico se redefine hacia el sector occidental y cubre con sus depósitos a la cuenca de Abanico (Godoy *et al.*, 1999). El relleno de esta cuenca lo constituyen las formaciones Abanico (Aguirre, 1960) y Coya-Machali (Klohn, 1960), cuyas edades en la zona de estudio van entre 38 y 31 Ma en el Valle del Río Tinguiririca (Charrier *et al.*, 1996; Mosolf, 2013; Tapia, 2015) y entre 27 Ma y 20 Ma en la región del Teniente a los 34°S (Kay *et al.*, 2005). Estas formaciones conforman un complejo volcanosedimentario cuya composición abarca flujos lávicos basálticos a riolíticos interdigitados con aglomerados, tobas líticas y sedimentos lacustres y volcanoclásticos cortados por diques, cuyos espesores pueden alcanzar 1300 metros localmente (Kay *et al.*, 2005). La geoquímica de sus compuestos indica que se habrían formado a partir de magmas con alto porcentaje de fusión de la cuña astenosférica, mientras que su firma isotópica con bajos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y altos valores de ϵNd encajan con una mínima contaminación cortical, emplazados en una corteza relativamente delgada dentro de un régimen no contraccional (Fig. 4.3) (Kay *et al.*, 2005). La presencia de estratos de crecimiento asociados a estructuras extensionales constituyen evidencias del régimen extensional en el cual se ha depositado este complejo volcanosedimentario (Charrier *et al.*, 2002; Jara y Charrier, 2014; Tapia, 2015). Dentro de las estructuras extensionales se destaca la falla denominada Falla el Fierro (Fig. 4.2), la cual constituye una falla de alto ángulo identificada como una falla de borde de cuenca de 200 km de largo que surge de la unión de distintos segmentos discretos, que al invertirse cabalga a la Formación Abanico sobre los sedimentos mesozoicos de la cuenca neuquina (Davidson, 1971; Charrier *et al.*, 1996; Godoy *et al.*, 1999; Piquer *et al.*, 2010). Cabe destacar que los depósitos de la Formación Abanico solamente han sido documentados en la vertiente chilena de la cordillera a estas latitudes, al igual que la falla El Fierro, cuyo rol como falla de borde de cuenca ha sido discutida recientemente (Giambiagi *et al.*, 2014; Tapia, 2015).

Sin embargo, estos depósitos tienen continuidad hacia el sur dentro de la cuenca de Cura Mallín (Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Suarez y Emparan, 1995; Jordan *et al.*, 2001), ubicada entre los 36° y los 39°S a ambos lados del límite internacional (Fig. 4.2). El relleno de esta cuenca consiste en depósitos piroclásticos y flujos de lava máficos interdigitados con sedimentos fluviales y lacustres albergando gran cantidad de fauna fósil, cuyas edades han sido acotadas entre *ca.* 26 Ma y 19 Ma (Fig. 4.2) (Jordan *et al.*, 2001; Burns *et al.*, 2006; Flynn *et al.*, 2008; Shockey *et al.*, 2012). Su mecánica de depositación ha sido develada gracias a relevamientos de campo (Utgé *et al.*, 2009; Radic *et al.*, 2010) y a registros sísmicos, mostrando depocentros de entre 1100 y 1400 metros de espesor controlados por fallas normales de alto ángulo (Jordan *et al.*, 2001; Folguera *et al.*, 2010; Rojas Vera *et al.*, 2010). La geoquímica de estos depósitos, a pesar de no contar por el momento con datos isotópicos, demuestra que corresponden a productos de un arco volcánico con influencia de un manto enriquecido, y que

su erupción tuvo lugar a través de una corteza delgada dentro de un ambiente extensional (Kay *et al.*, 2006; Utgé *et al.*, 2009). Si bien las fallas de borde de cada una de las subcuencas que conforman a la cuenca de Cura Mallín no han sido reconocidas en el campo, las mismas fueron inferidas por Radic *et al.* (2010) a partir del límite de los afloramientos, espesor y distribución de los ambientes sedimentarios de las rocas del relleno y su coincidencia con las estructuras compresivas desarrolladas durante su inversión tectónica en el Mioceno tardío. Estas llevan el nombre de Sistema de fallas de Antiñir-Copahue, estudiadas por Folguera *et al.* (2004) debido a su actividad neotectónica (Fig. 4.2).

Tanto la cuenca de Cura Mallín como la de Abanico pueden correlacionarse con una faja ubicada inmediatamente al oeste conocida como la *Longitudinal Depression Volcanic Belt*, con edades que van entre 36 Ma y 20 Ma y geoquímica y firma isotópica que confirman la fuente mantélica de sus depósitos (Figs. 4.2 y 4.3) (López-Escobar y Vergara, 1997).

En la zona del retroarco neuquino-mendocino afloran espesas secuencias de volcanismo máfico oligo-mioceno (Fig. 4.2), pero a pesar de que se encuentran muy estudiadas tanto desde el punto de vista geocronológico como geoquímico (Kay y Copeland, 2006; Dhyr *et al.*, 2013a y b), su mecánica de depositación no es muy clara aún. La única evidencia clara que indicaría un emplazamiento dentro de un régimen extensional se encuentra en la cuenca de Palaoco (Fig. 4.2), en donde Álvarez Cerimedo *et al.* (2013) describen discordancias progresivas en una serie de estratos de la Formación Palaoco (según González Díaz, 1979). En esta cuenca las edades son ligeramente más jóvenes que las registradas en las cuencas ubicadas en el arco, abarcando un rango entre 24 Ma y 18 Ma (Fig. 4.2) (Silvestro y Atencio, 2009; Dhyr *et al.*, 2013a), aunque su geoquímica indica una fuente similar, pero sin contaminación de fluidos provenientes de la zona de subducción (Dhyr *et al.*, 2013a). Estas rocas corresponden a basaltos con signatura geoquímica de intraplaca, cuya fuente sería un manto astenosférico tipo OIB (Fig. 4.3), el cual comenzaría a ser afectado por fluidos de la losa oceánica a partir de los 18 Ma, reflejando el momento en el cual el régimen extensional pasa a ser compresivo (Dhyr *et al.*, 2013a).

Los afloramientos de esta cuenca se interrumpen por el volcanismo cenozoico de la Payenia, pero sus exposiciones se reanudan hacia el sur en las cuencas de La Matancilla (González Díaz, 1979) y el sinclinal de Huantraico (Ramos y Barbieri, 1988) (Fig. 4.2). En esta zona predominan los basaltos olivínicos, filones capa, diques y aglomerados volcánicos, cuyas edades basales fueron inicialmente consideradas como eocenas (Ramos y Barbieri, 1988), pero que actualmente se encuentran acotadas entre 26 y 17 Ma gracias a una gran cantidad de edades recientes y más confiables llevadas a cabo en la zona (Fig. 4.2) (Cobbald y Rossello, 2003; Kay y Copeland, 2006; Dhyr *et al.*, 2013b). Las características geoquímicas e isotópicas de estos depósitos indican que los mismos provienen de un manto libre de contaminación cortical, el cual habría alcanzado la superficie durante un período extensional (Fig. 4.3) (Kay y Copeland, 2006; Dhyr

et al., 2013b). Posteriormente, la signatura de arco comenzaría a aparecer en los productos volcánicos, probablemente debido a la influencia de fluidos de la losa subducida, la cual empezaría a somerizarse, llegando a horizontalizarse hacia los 15 Ma, momento en el cual el volcanismo en la zona habría llegado a su fin (Kay y Copeland, 2006; Dhyr *et al.*, 2013b).

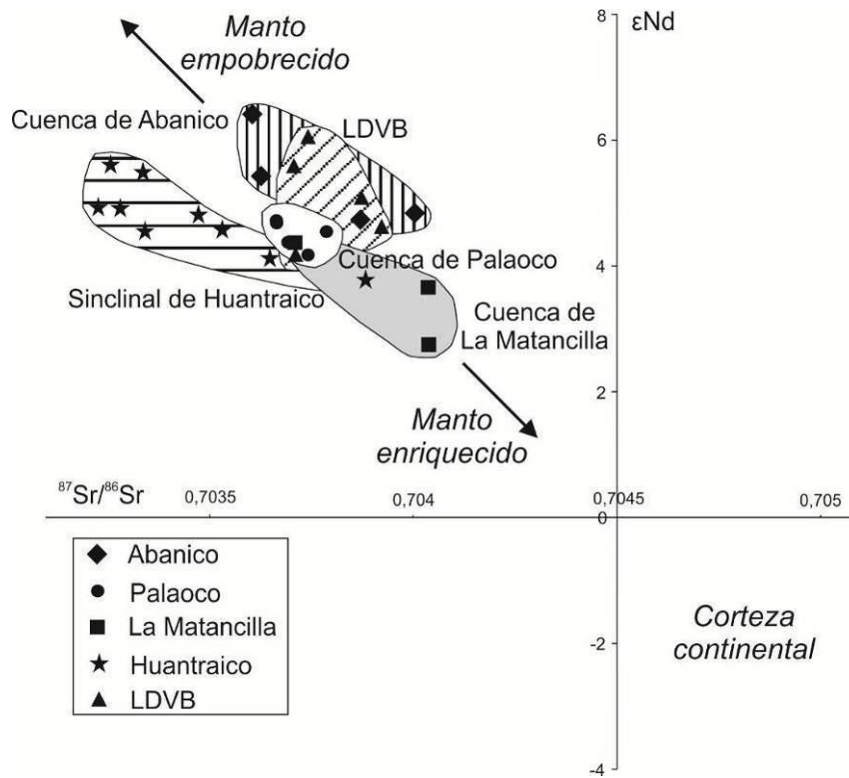


Fig. 4.3. Caracterización isotópica a partir del ϵNd y la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las lavas alojadas en las cuencas extensionales de edad oligocena superior a miocena inferior en la zona de estudio, las cuales caen en su totalidad dentro del campo de origen mantélico sin contaminación cortical (modificado de López-Escobar y Vergara, 1997; Kay *et al.*, 2005; Kay y Copeland, 2006; Dhyr *et al.*, 2013a y b).

Los cambios en la geoquímica en estas cuencas son acompañados por la reinstalación del arco magmático al oeste y el pasaje transicional a un régimen compresivo en todo el sector, el cual terminaría por exhumar las cuencas oligo-miocenas hacia el Mioceno tardío (Spagnuolo *et al.*, 2012). Este vulcanismo fue estudiado por Nullo *et al.* (2002), quienes intentan reordenar la estratigrafía volcánica inicialmente propuesta por Groeber (1946) en el sur de Mendoza, marcando su inicio a los 20 Ma. En ese trabajo deciden agrupar los términos basales dentro del Basalto Molle, el Basalto Palaoco y el Basalto Puntilla del Huincán. Luego, insertan a todo el vulcanismo desarrollado entre los 35° y los 36°S dentro de la Andesita Huincán, con edades entre 17 y 10 Ma, y a los productos volcánicos hacia el norte de entre 10 y 5 Ma dentro de la Andesita La Brea. En base a su geoquímica, estos autores los enmarcan dentro de un volcanismo de arco, aunque carecen de un buen control cronológico en la mayoría de las áreas

muestreadas. El basalto Puntilla de Huincán no ha sido aún estudiado en detalle, pero el Basalto Palaoco constituye una denominación informal de la Formación Palaoco, cuya geoquímica y firma isotópica han demostrado que carece de signatura de arco, y que sus edades son más antiguas que las indicadas por Nullo *et al.* (2002). Por otro lado, Spagnuolo *et al.* (2012b) confirman la edad miocena media de los productos volcánicos del Cajón del Molle a partir de nuevas dataciones Ar-Ar, los cuales forman parte del Basalto Molle junto con las secuencias de El Alambrado y El Manzano, que habían sido previamente asignadas al Oligoceno por Groeber (1946). A partir de análisis geoquímicos, estos autores caracterizan a estas rocas como el producto de un arco incipiente y poco evolucionado que en sus inicios habría coexistido con el régimen extensional oligoceno. Posteriormente, este arco habría migrado hacia el antepaís fruto de la horizontalización de la losa, generando transiciones frágiles-dúctiles que favorecieron la deformación (Folguera y Ramos, 2011; Ramos *et al.*, 2014; Litvak *et al.*, 2015).

Análisis de trazas de fisión en apatita (AFTA) llevados a cabo recientemente en la zona de estudio confirman dos períodos de exhumación separados por un período de soterramiento, los cuales reflejan de manera acertada la evolución de la geología de la zona propuesta en trabajos previos (Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Folguera *et al.*, 2015; Rojas Vera *et al.*, 2015). De esta manera, las estructuras elevadas durante el Cretácico tardío habrían sufrido un proceso de enterramiento en coincidencia con el período de extensión y generación de cuencas, las cuales se habrían exhumado en conjunto a partir del Mioceno medio (Fig. 4.2). Finalmente, en el Cuaternario, productos volcánicos inundan el retroarco con el volcanismo máfico de la Payenia (Ramos y Folguera, 2011; Soager *et al.*, 2013), el cual en conjunto con las calderas riolíticas en la zona del arco, son considerados como emplazados dentro de un régimen extensional debido al empinamiento y ruptura de la losa oceánica (Folguera *et al.*, 2006, 2008, 2009, 2010, 2012; Ramos *et al.*, 2014; Rojas Vera *et al.*, 2014).

4.3. Cuencas extensionales cenozoicas de la faja plegada y corrida de Malargüe

La zona específica en la cual se desarrolló este estudio es el sector sur de la faja de Malargüe, en una franja latitudinal comprendida entre los 35° y los 36°S, a lo largo de una transecta desde el límite internacional hasta el frente orogénico mioceno ubicado al este del anticlinal de Palaoco (Fig. 4.4). Esta transecta se ubica entre sendos frentes de inversión de dos cuencas extensionales cenozoicas, en donde el basamento se encuentra deprimido y sepultado bajo espesas secuencias volcánicas (Fig. 4.4). La cuenca ubicada al este, en el retroarco, es la cuenca de Palaoco, mientras que la ubicada al oeste, en la zona del arco, es la cuenca de Abanico. Ambas cuencas fueron inspeccionadas en búsqueda de evidencias que pudieran permitir identificar sus

mecánicas de apertura y de desarrollo, tratando de inferir la posición y la orientación de sus fallas de primer y de segundo orden. En el caso de la cuenca de Abanico, se realizó una datación U-Pb en circones detríticos en unos depósitos cercanos a la base para obtener su edad máxima de sedimentación.

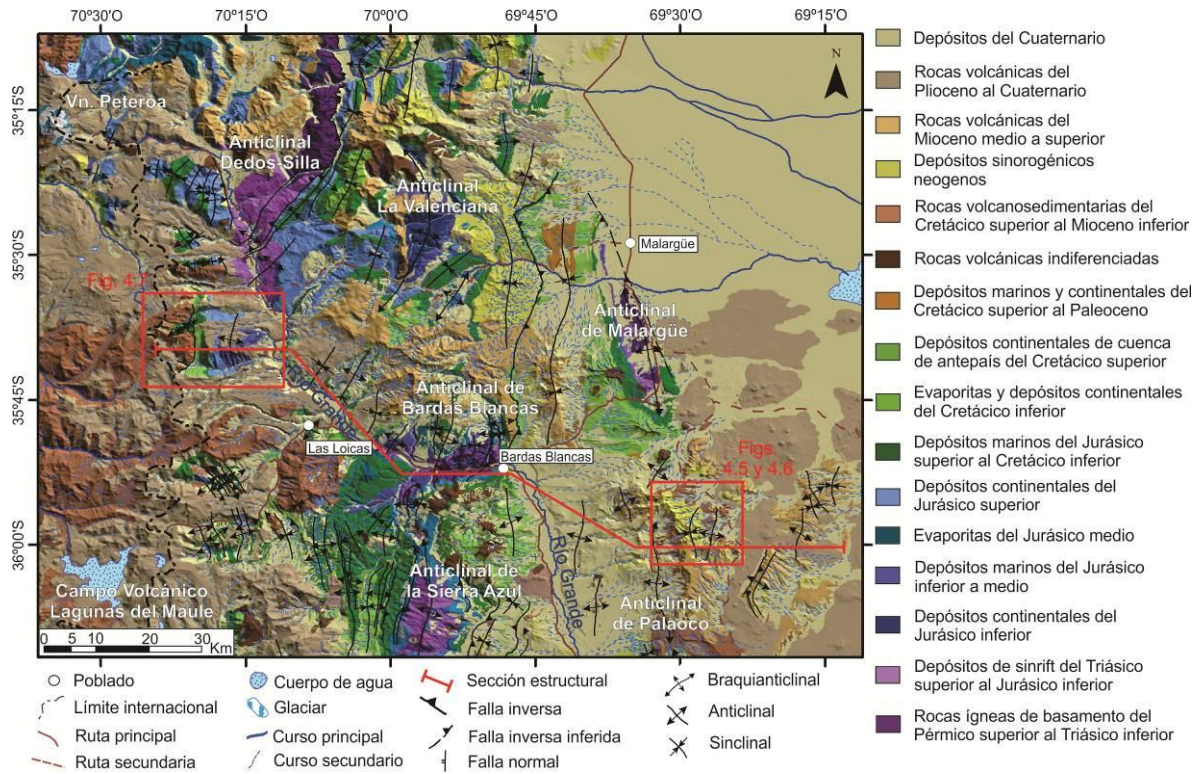


Fig. 4.4. Mapa geológico de la zona de estudio, caracterizado por amplios afloramientos correspondientes a depósitos volcánicos cenozoicos tanto en la zona del arco como del retroarco. Nótese que los afloramientos mesozoicos se encuentran principalmente restringidos al sector central del mapa, asociados a los grandes anticlinales que componen a la faja plegada y corrida de Malargüe (modificado de Legarreta *et al.*, 1985; Sernageomin, 2003; Narciso *et al.*, 2004; Nullo *et al.*, 2005; Silvestro *et al.*, 2005; Giambiagi *et al.*, 2009; Silvestro y Atencio, 2009; Orts *et al.*, 2012; Naipauer *et al.*, 2015; Tapia *et al.*, 2015 y datos nuevos de este capítulo).

Deformación extensional en la zona del retroarco

La estratigrafía de la cuenca de Palaoco había sido inicialmente descrita por Legarreta *et al.* (1985), la cual fue luego revisada por Silvestro y Atencio (2009) con el apoyo de datos geocronológicos. El basamento de esta cuenca está constituido por los depósitos marinos y continentales del Cretácico superior al Paleoceno, los cuales son cubiertos, en concordancia, por 250 metros de basaltos de la Formación Cerrillos, cuyo tope fue datado por Ar/Ar en $23,61 \pm 0,26$ (Silvestro y Atencio, 2009). Sin embargo, Sagripanti *et al.* (2012) muestran que esta

relación no es concordante, sino que entre ellos media una discordancia angular, evidencia de una fase de deformación eocena en la región, y denominan a los basaltos como Formación Palaoco siguiendo la definición de González Díaz (1979). Por otro lado, Dhyr *et al.* (2013a) fechan estas rocas en $20,76 \pm 0,16$ Ma y las denominan Fortunoso I. Debido a los problemas existentes con la nomenclatura estratigráfica terciaria en la zona y para facilitar su correlación con otras secciones, se decide denominar a estos basaltos como “Rocas volcánicas del Oligoceno superior al Mioceno inferior” (Vosmi en la Fig. 4.5), cuyo límite superior sería *ca.* 18 Ma, momento en el cual comienza la compresión y se produce la inversión de la cuenca (Silvestro y Atencio, 2009). Por lo tanto, los depósitos que describen estos autores como conglomerados con matriz tobácea sobre los que se apoya un nivel de brechas andesíticas y basálticas datadas por Ar/Ar en $18,12 \pm 0,24$ Ma también quedarían incluidos dentro de esta denominación. Luego, en discordancia angular, se apoyan los depósitos sinorogénicos miocenos (Dsm en la Fig. 4.5) estudiados por Álvarez Cerimedo *et al.* (2013), los cuales han sido restringidos en el tope por dos edades Ar/Ar de $10,83 \pm 0,09$ Ma y $10,59 \pm 0,29$ Ma (Silvestro y Atencio, 2009). Por último, coronando esta secuencia, se encuentran apoyados 30 metros de coladas basálticas, ubicadas temporalmente entre $8,63 \pm 0,17$ Ma y $7,49 \pm 0,19$ Ma a partir de numerosas dataciones Ar/Ar (Silvestro y Atencio, 2009; Dhyr *et al.*, 2013a) y agrupadas dentro de este capítulo como “Rocas volcánicas del Mioceno superior” (Vms en la Fig. 4.5).

El relevamiento de campo realizado en esta zona reveló la presencia de estratos de crecimiento asociados a estructuras extensionales (Figs. 4.5 y 4.6). Estas estructuras extensionales tienen dos orientaciones preferenciales: N-S, las predominantes, y E-O, en menor proporción. Se revisó el perfil realizado por Silvestro y Atencio (2009) en el sector central de la sierra, en donde se identificaron discordancias progresivas en las rocas volcánicas del Oligoceno superior al Mioceno inferior, las cuales se encontrarían alojadas en un hemigráben controlado por una falla maestra de orientación N-S, ubicado al este del núcleo del anticlinal de Palaoco (Fig. 4.5a). En este perfil se observa una variación en las inclinaciones que abarca desde los 60°E en la base hasta 35°E cerca del techo. Apoyados en discordancia angular se encuentran los depósitos sinorogénicos miocenos, cuyas inclinaciones continúan con una leve variación de entre 22°E y 10°E hasta ser coronados por las rocas volcánicas del Mioceno superior, entre las cuales no media una discordancia muy importante debido a que no existe un hiatus grande entre las mismas (Fig. 4.5a). El hemigráben principal se encuentra compartimentarizado por una serie de fallas E-O de menor magnitud, las cuales nuevamente son cubiertas en marcada discordancia angular por los depósitos sinorogénicos miocenos (Fig. 4.5b). Se observan cambios de espesor y de inclinación por debajo de esta discordancia, lo que estaría indicando la presencia de estratos de crecimiento asociados al desarrollo de estas estructuras (Fig. 4.5b).

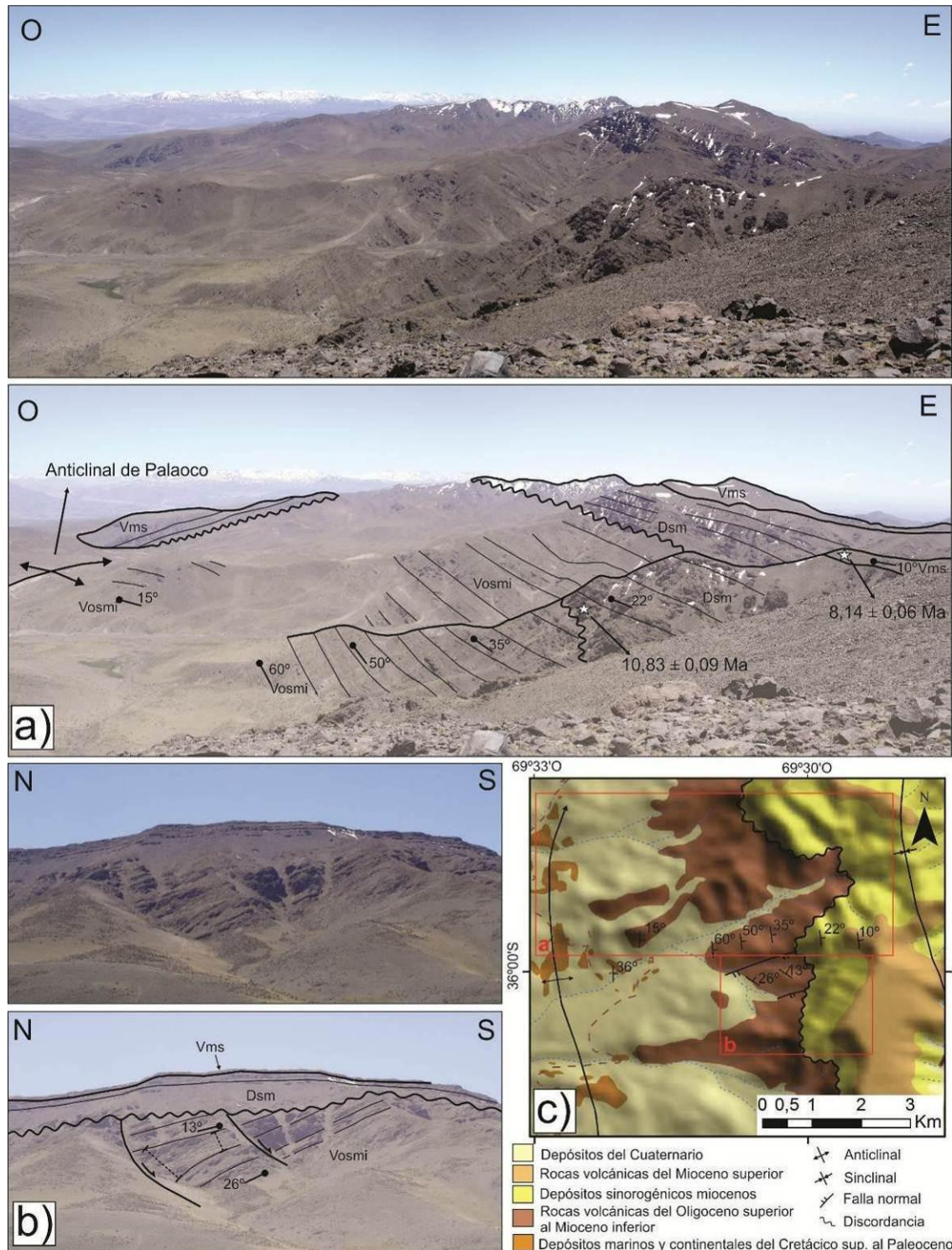


Fig. 4.5. Depósitos sinextensionales oligo-miocenos (Vosmi) alojados dentro del A) hemigráben principal de orientación N-S (edades de Silvestro y Atencio, 2009) y B) de hemigrábenes menores de orientación E-O, sobre los cuales se apoyan en discordancia angular depósitos sinorogénicos miocenos (Dsm) y rocas volcánicas del mioceno superior (Vms). C) Mapa geológico del núcleo del anticlinal de Palaoco, para ubicación del mismo referirse a la figura 4.4.

Inmediatamente al este del núcleo, el limbo dorsal del anticlinal se encuentra segmentado por una serie de fallas de orientación N-S de inclinación variable (Fig. 4.6a). Estas fallas probablemente se encuentran asociadas en profundidad a una falla maestra de geometría lítrica, haciendo una analogía con lo observado en la información sísmica realizada en la cuenca extensional de Cura Mallín (Jordan *et al.*, 2001; Folguera *et al.*, 2010; Rojas Vera *et al.*, 2010). La actividad de estas fallas queda fosilizada por la depositación, en discordancia angular, de los sedimentos sinorogénicos miocenos (Fig. 4.6a).

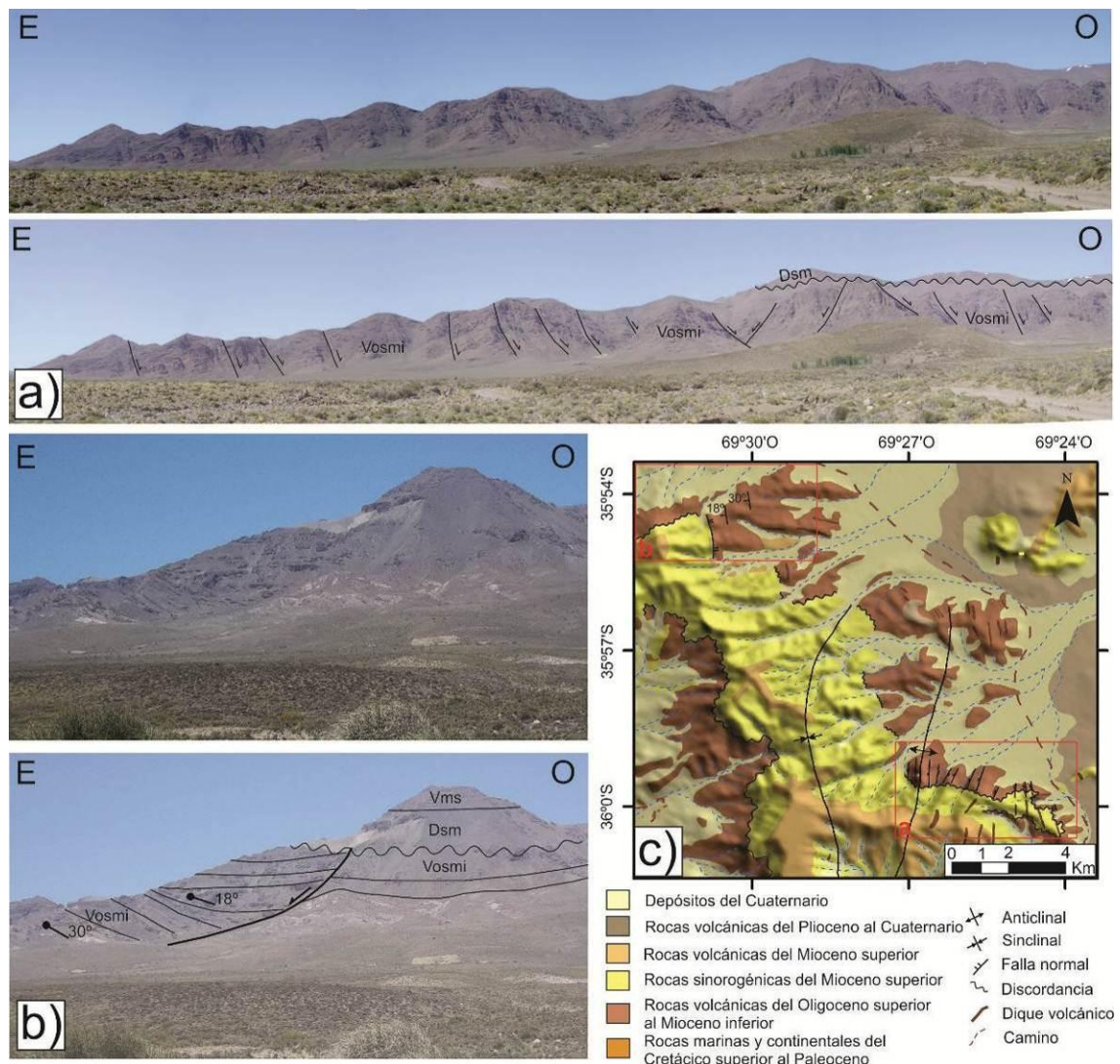


Fig. 4.6. A) Fallamiento normal en el limbo dorsal del anticlinal de Palaoco. B) Cambios de espesor y de inclinación evidencian la presencia de estratos de crecimiento asociados a estructuras extensionales en las unidades volcánicas (Vosmi) por debajo de los sedimentos sinorogénicos miocenos (Dsm) y las rocas volcánicas del Mioceno superior (Vms). C) Mapa geológico del limbo dorsal del anticlinal de Palaoco, para ubicación del mismo referirse a la figura 4.4.

Por último, en el sector norte de la Sierra de Palaoco, se identificaron estratos de crecimiento en rocas volcánicas del Oligoceno superior al Mioceno inferior asociadas a fallas normales de orientación N-S (Fig. 4.6b). En este sector varían los espesores y las inclinaciones, estas últimas formando un abanico de 30°O en la base a subhorizontales hacia el techo. Estos depósitos son luego cubiertos en discordancia angular por los depósitos sinorogénicos miocenos, los cuales son a su vez cubiertos en concordancia o leve discordancia por basaltos del Mioceno superior (Fig. 4.6b). Dataciones realizadas por Dhyr *et al.* (2013a) en estos basaltos arrojaron una edad Ar/Ar de $8,30 \pm 0,20$ Ma, cuya geoquímica indica una fuerte signatura de arco.

Deformación extensional en la zona del arco

Hacia el oeste, cerca del límite internacional argentino-chileno, en la zona del arco volcánico actual, un gran volumen de productos provenientes de volcanes activos cubren la geología mesozoica y cenozoica de la zona, entre los cuales se destaca el Campo Volcánico de la Laguna del Maule (Hildreth *et al.*, 2010) y el Volcán Peteroa (Naranjo y Haller, 2002). Sin embargo, en algunos valles cerca de la divisoria de aguas, los efectos de la glaciación sobre el terreno permiten la observación directa de unidades más antiguas, llegando a exponer hasta el basamento permo-triásico en el valle del Río Grande (Fig. 4.4). Este basamento constituye el núcleo del anticlinal Dedos Silla (Manceda y Figueroa, 1995), sobre los cuales se apoya la columna sedimentaria mesozoica de la cuenca neuquina y, hacia el oeste en discordancia, espesas secuencias volcánicas representando a la cuenca de Abanico (Fig. 4.4). La estratigrafía de la misma ha sido muy bien estudiada en Chile a lo largo del Valle del Río Tinguiririca, debido a la gran cantidad de fauna alojada en sus depósitos (Wyss *et al.*, 1994; Zapatta, 1995; Charrier *et al.*, 1996) y a sus excelentes exposiciones, lo que ha motivado una gran cantidad de nuevas dataciones en la zona (Fig. 4.2) (Mosolf, 2013; Tapia, 2015). Gracias a éstas se ha logrado refinar la estratigrafía de la cuenca, cuyo basamento lo constituyen una secuencia continental del Cretácico superior, la cual se correlaciona con los depósitos de cuenca de antepaís de Argentina, y una secuencia volcánica y volcanoclástica de 1800 metros de espesor compuesta por andesitas, brechas volcánicas y tobas con intercalaciones de conglomerados y areniscas. Mosolf (2013) realizó 6 dataciones U-Pb en tobas y 4 dataciones Ar/Ar en basaltos y andesitas, obteniendo un rango de edades entre $62,27 \pm 0,40$ Ma y $74,03 \pm 0,23$ Ma, ubicándolas como los miembros basales dentro de la cuenca de Abanico. Por otro lado, Tapia (2015) muestran evidencias de sedimentación sinextensional en estas secuencias y obtuvieron una edad máxima de sedimentación de 75 Ma en circones detríticos de una toba, lo que motivó a este autor a asignarle el nombre informal de Unidad Guanaco y ubicarla fuera de la Formación Abanico. Según este autor, por encima aparecerían los términos basales de la cuenca de

Abanico, a los cuales subdivide en un Miembro Occidental, con rocas de edades entre 46 y 36 Ma, y un Miembro Oriental, cuyas edades abarcan un rango de entre 36 y 31 Ma. Las rocas del Miembro Occidental fueron estudiadas por Mosolf (2013), quienes realizaron 2 dataciones Ar/Ar y 8 dataciones U-Pb en tobas e ignimbritas intercaladas en una espesa secuencia de basaltos, andesitas y depósitos laháricos. Este miembro habría sido depositado dentro de un contexto extensional, evidenciado por la presencia de estratos de crecimiento y fallas normales descriptas por Tapia (2015). Por encima, se apoya una sucesión volcánica máfica y volcanoclástica incluida dentro del Miembro Oriental, la que fue datada inicialmente por Charrier *et al.* (1996) entre 37,5 Ma y 31,5 Ma, edades luego confirmadas por Mosolf (2013) y Tapia (2015). Este miembro, al igual que el anterior, también presenta geometrías de crecimiento, lo que reflejaría una migración de la actividad extensional hacia el este (Tapia, 2015). Esta cuenca se invierte en el Mioceno temprano, al mismo tiempo que se deposita una secuencia volcánica, la cual presenta estratos de crecimiento sinorogénicos (Tapia, 2015) y edades de entre 20,4 Ma y 11,4 Ma (Mosolf, 2013). Por último, una unidad sedimentaria sinorogénica de edad miocena superior se intercalaría entre esta secuencia volcánica miocena y el volcanismo plio-cuaternario de arco (Tapia *et al.*, 2015).

Con el objetivo de analizar el contacto entre las secuencias mesozoicas de la cuenca neuquina y el volcanismo cenozoico, se realizó un trabajo de campo cerca del límite internacional, remontando hacia el oeste al Arroyo Los Ángeles, afluente del Río Grande (Figs. 4.4).

En el trayecto hacia su cabecera, se transitan los contactos entre las diferentes unidades que componen a la cuenca neuquina, las cuales presentan altas inclinaciones hacia el oeste, formando parte del limbo frontal de un anticlinal de gran longitud de onda (Fig. 4.7), al cual se denomina en este estudio Anticlinal Cerro Mallines (Fig. 4.4). Llegando cerca del límite internacional, este valle se orienta N-S, paralelo a un afloramiento de rocas estratificadas (Fig. 4.7 y 4.8). Estas rocas se apoyan en discordancia sobre los depósitos de cuenca de antepaís del Cretácico superior en la ladera sur del valle, y a través de un contacto por falla normal cuando el mismo cambia su orientación (Figs. 4.7 y 4.8). Esta falla normal de rumbo N-S habría controlado la depositación de esta sucesión de rocas, cuya edad quedaría acotada entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, en la base por la discordancia y en el techo por la edad asignada a estos depósitos por Nullo *et al.* (2005).

Esta unidad tiene aproximadamente unos 1000 metros de espesor aflorante, y presenta cambios de inclinación, con ángulos que van desde 45° SO en la base hasta 17° SO en el techo, y de espesor, el cual aumenta hacia el sur, en donde se encuentra con un segundo abanico de discordancias progresivas, las que inclinan en dirección contraria, entre 35°NO y 11°NO (Fig. 4.8). Esto estaría indicando la presencia de una segunda falla normal, de orientación aproximada

ONO-ESE, que controlaría los cambios de inclinación y de espesor de ambas sucesiones (Fig. 4.8).

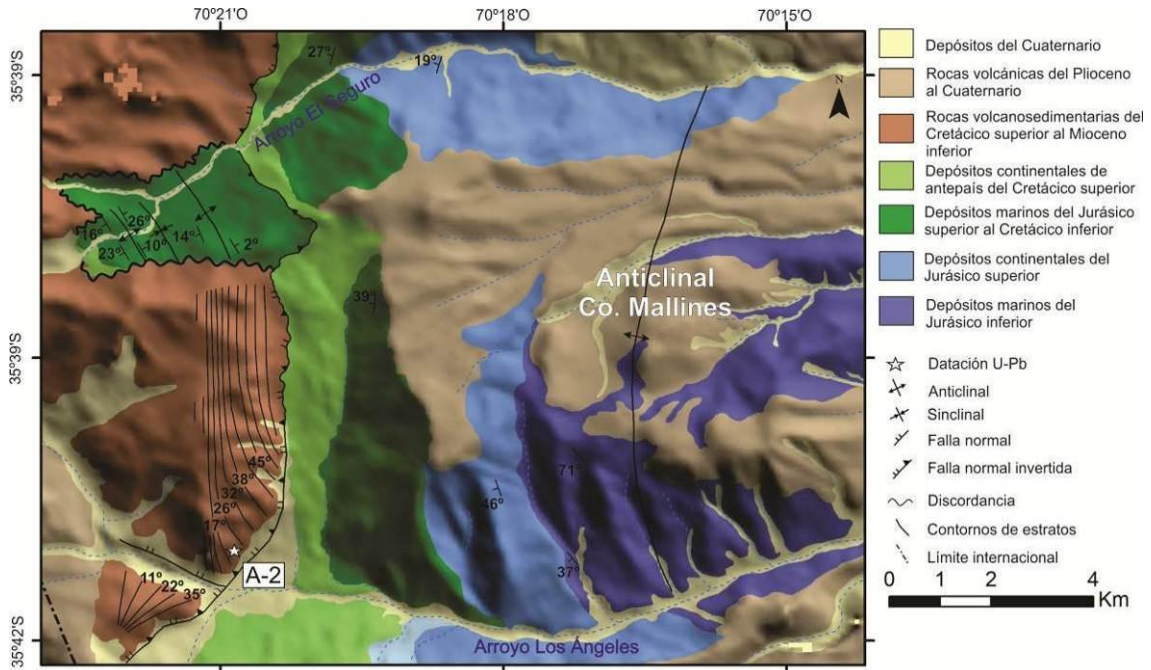


Fig. 4.7 B) Mapa geológico de la zona comprendida entre los arroyos Los Ángeles y El Seguro, para su ubicación referirse al mapa de la figura 4.4. Al este se observa el Anticlinal Cerro Mallines, un anticlinal de piel gruesa que expone en su núcleo depósitos marinos del Jurásico inferior fuertemente inclinados al oeste. Al oeste, se encuentra una sucesión de rocas estratificadas que inclinan al suroeste y al noroeste. La depositación de las mismas estuvo controlada por la actividad de una falla normal de orientación N-S desarrollada entre los depósitos del Cretácico superior y el Mioceno inferior, sobre la cual se observan evidencias de inversión en el valle del arroyo El Seguro.

Una observación más cercana a estos depósitos estratificados confirma su carácter sinextensional y permite una mejor caracterización de los mismos. (Fig. 4.9). Esta sucesión se encuentra conformada por una alternancia de lavas máficas, brechas y autobrechas intercaladas con areniscas estratificadas y conglomerados masivos (Fig. 4.9a). A su vez, la misma se encuentra atravesada por una gran cantidad de fallas normales de orientación E-O que desplazan a los estratos, generando cambios de espesor y de inclinación (Fig. 4.9d). De manera preliminar, la presencia de estrías verticales sobre los planos de falla y la intrusión de diques verticales (Figs. 4.9b y c) podrían indicar que al momento de su depositación el esfuerzo máximo (σ_1) se encontraba cercano a la vertical y el esfuerzo mínimo (σ_3) a la horizontal, de orientación aproximada N-S.

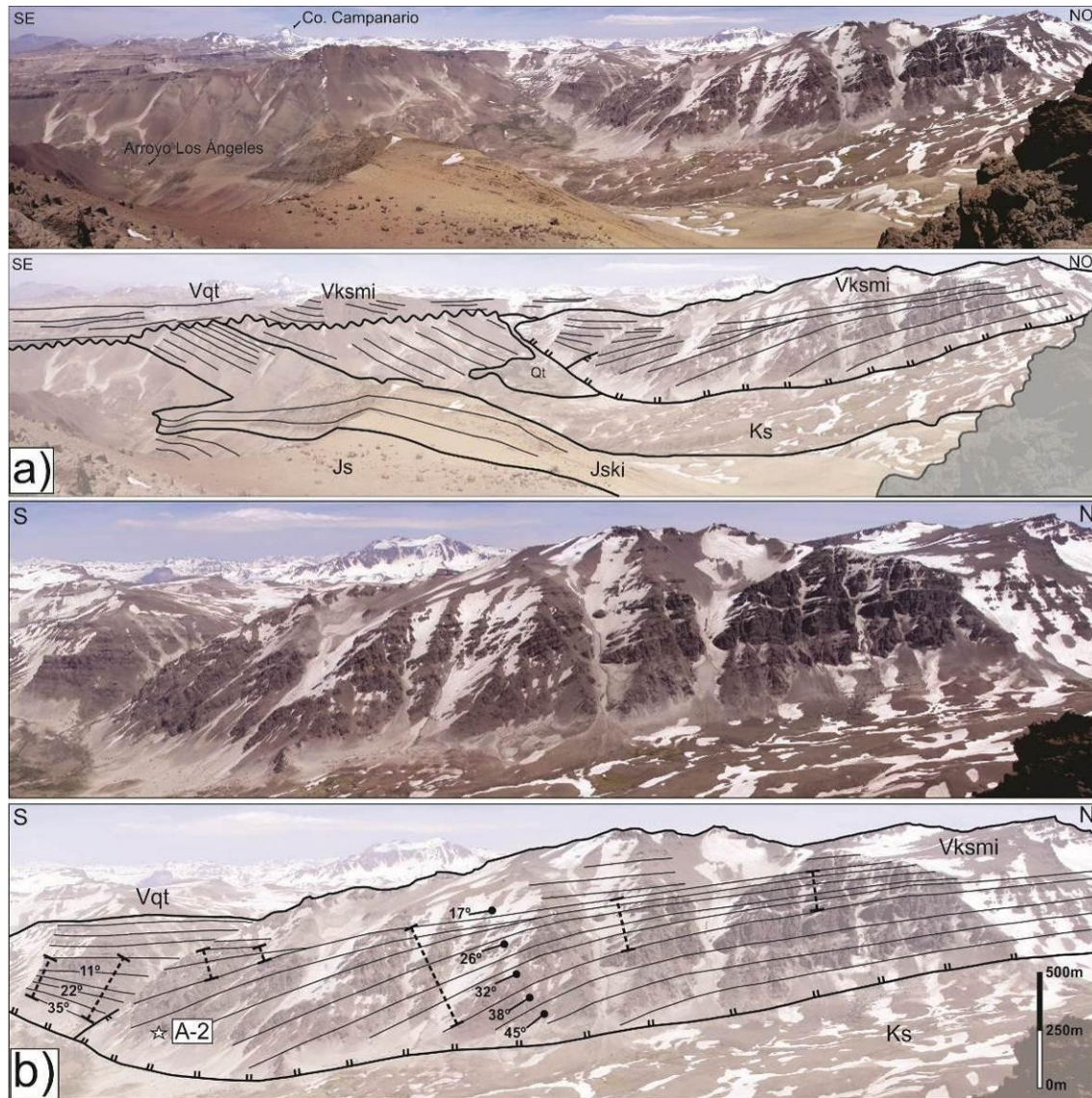


Fig. 4.8. A) Panorámica de la cabecera del Arroyo los Ángeles, en donde se observa el contacto entre las unidades mesozoicas deformadas de la faja plegada y corrida de Malargüe y una sucesión de rocas de edad incierta. Este contacto sería discordante sobre la ladera sur del valle, mientras que donde el mismo se orienta N-S, este sería un contacto tectónico. B) Detalle de la depositación sinextensional de una sucesión de ca. 1000 metros de espesor, la cual presenta discordancias progresivas y cambios de espesor controlados por dos juegos de fallas normales. La primera, de orientación N-S sería el límite de estos depósitos, mientras que una segunda falla normal de orientación ONO-ESE, cuya actividad genera los dos abanicos de discordancias inclinando en sentido contrario y el engrosamiento de los depósitos hacia la misma, correspondería a una falla interna (Js: depósitos continentales del Jurásico superior; Jski: depósitos marinos del Jurásico superior al Cretácico inferior; Ks: depósitos de cuenca de antepaís del Cretácico superior; Vksmi: Rocas volcánicas del Cretácico superior al Mioceno inferior; Vqt: Rocas volcánicas cuaternarias; Qt: depósitos cuaternarios).



Fig. 4.9. A) Deposición sinextensional de una sucesión volcanoclástica asociada a fallas normales de rumbo E-O. B) Estrías verticales asociadas a los planos de falla. C) Intrusión de diques verticales de orientación E-O. D) Fallas de pequeña escala provocan cambios de espesor en las intercalaciones sedimentarias.

Desde un punto de vista estructural, la falla de orientación N-S identificada en el campo separa los términos de la cuenca neuquina, muy deformados, de la sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas, ligeramente deformadas (Fig. 4.7). Las capas de esta última, a la que se denominará informalmente como “Unidad Los Ángeles”, inicialmente inclinaban hacia el norte o hacia el sur debido a su depositación sinextensional, pero la deformación posterior rebatió todo el conjunto hacia el oeste, lo que terminó por otorgarles su inclinación actual hacia el NO y SO. La deformación contraccional habría actuado por medio de la reactivación de la falla principal, de la cual se observaron evidencias de inversión tectónica en el arroyo El Seguro (Fig. 4.7).

El arroyo El Seguro se encuentra inmediatamente al norte del arroyo Los Ángeles, donde la actividad glaciaria socavó el terreno llegando a un nivel de exposición más profundo (Fig. 4.10). Cerca de las nacientes del mismo se observa el contacto discordante entre los depósitos marinos del Jurásico superior al Cretácico inferior y las volcanitas de la Unidad Los Ángeles. A su vez, todo este paquete se encuentra plegado, fruto de la inversión en profundidad de la falla principal (Fig. 4.10). Los estratos mesozoicos se encuentran formando una serie de anticlinales unidos por un sinclinal muy apretado, cuya longitud de onda indicaría que fueron generados por un efecto de *butressing* a partir de la inversión de la falla de basamento en profundidad (Fig. 4.10a). Esta serie de anticlinales, al igual que la unidad Los Ángeles que la suprayace, se encuentran cabalgando a los depósitos continentales de la cuenca de antepaís del Cretácico superior, los que forman parte del limbo frontal del anticlinal Cerro Mallines, una estructura de piel gruesa ubicada inmediatamente al este (Figs. 4.8 y 4.10). Este cabalgamiento también se observa en una vista hacia el norte, en donde un paquete conformado por la unidad Los Ángeles en discordancia sobre los depósitos marinos se monta sobre el limbo occidental del anticlinal Cerro Mallines (Fig. 4.8b). En la pared norte de este valle, los estratos de la Unidad Los Ángeles se encuentran plegados, al igual que los depósitos infrayacentes, totalmente hornfelizados por el emplazamiento de esta unidad (Fig. 4.8b).

Por lo tanto, la falla principal que controló la depositación de la Unidad Los Ángeles se encuentra invertida en profundidad, cuya expresión superficial es en forma de falla inversa, la que pliega a los estratos mesozoicos, montándolos sobre el anticlinal Cerro Mallines.

De esta manera, se describe una nueva unidad conformada por una sucesión de lavas máficas y depósitos sedimentarios de alta energía depositados dentro de un contexto extensional, denominada Unidad los Ángeles. La sedimentación sinextensional de esta unidad se encuentra controlada por una falla principal de orientación N-S de 10 kilómetros de largo, la que presenta evidencias de inversión, y por una serie de fallas menores de orientación aproximada E-O. Entre este último conjunto se destaca una falla de unos 2 kilómetros de largo, la que sería interna del depósito, cambiando la polaridad de las inclinaciones y el espesor de los estratos. El estado de esfuerzos predominante durante la depositación de esta unidad requeriría de un análisis más exhaustivo, pero de manera preliminar puede deducirse que la dirección de extensión sería aproximadamente N-S. Para terminar de caracterizar a esta unidad y enmarcar este estado de esfuerzos dentro de un contexto regional, se necesita tener una mayor grado de constreñimiento acerca de su edad, ya que de las unidades volcánicas cenozoicas reconocidas en la vertiente andina chilena, solamente han sido documentadas en la vertiente argentina hasta la fecha secuencias asociadas al volcanismo de arco mioceno y plio-cuaternario (Nullo *et al.*, 2002, 2005; Tapia, 2015).

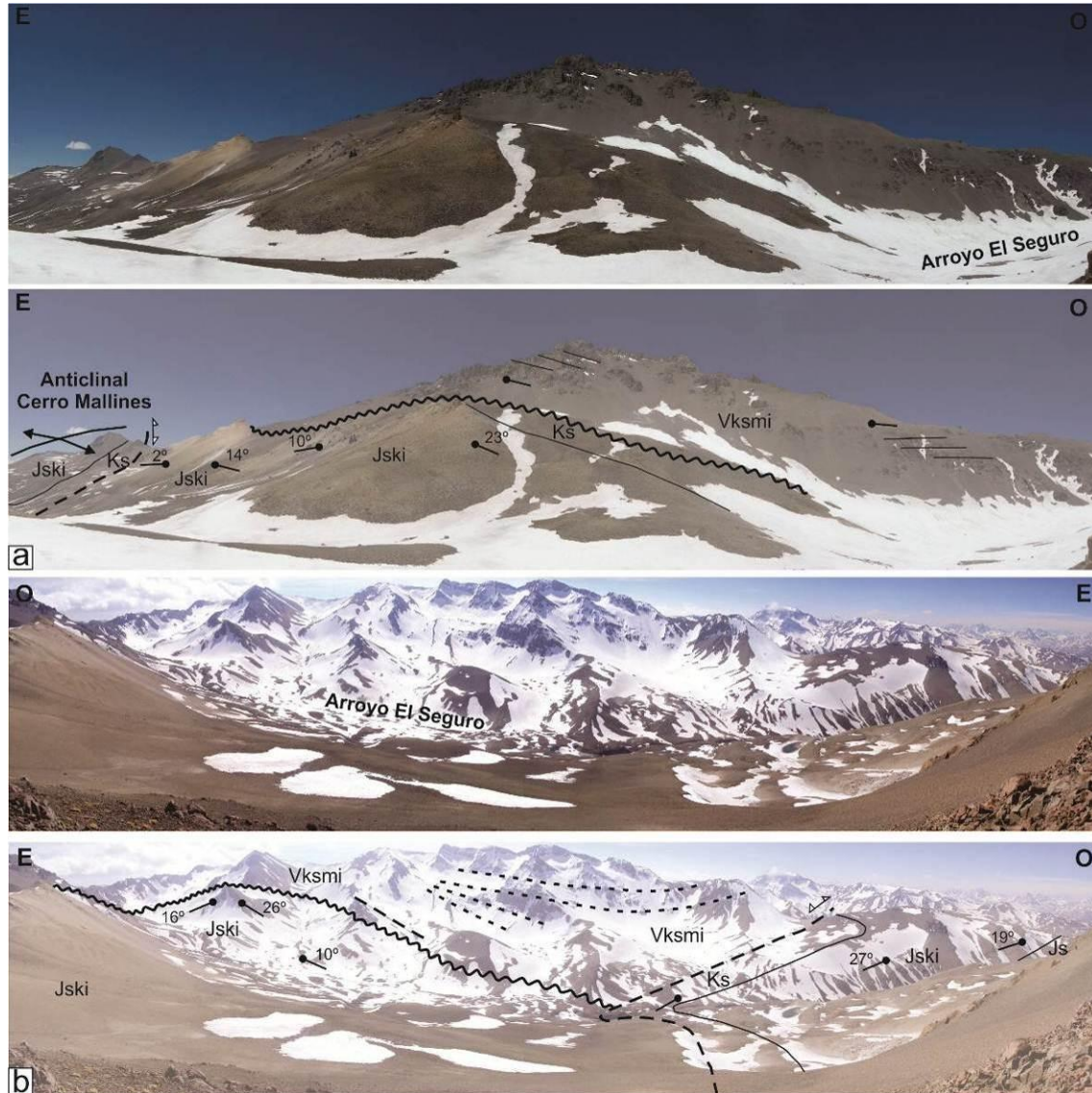


Fig. 4.10. A) Vista hacia el sur de las cabeceras del Arroyo El Seguro, en donde depósitos marinos del Jurásico superior al Cretácico inferior son cubiertos en discordancia angular por las volcanitas del Cretácico superior al Mioceno inferior, denominadas informalmente como “Unidad Los Ángeles”. A su vez, todo este conjunto se encuentra deformado y cabalgando a los depósitos de antepaís del Cretácico superior a través de la inversión de una falla normal en profundidad. B) Vista hacia el norte del valle del arroyo El Seguro, donde tanto la Unidad Los Ángeles como los depósitos marinos del Jurásico superior al Cretácico inferior se encuentran deformados y cabalgando el limbo occidental del anticlinal Cerro Mallines. Este corrimiento tiene su origen en profundidad debido a la inversión tectónica de una falla normal de basamento. (Js: depósitos continentales del Jurásico superior; Jski: depósitos marinos del Jurásico superior al Cretácico inferior; Ks: depósitos de cuenca de antepaís del Cretácico superior; Vksmi: rocas volcánicas del Cretácico superior al Mioceno inferior).

Datación U-Pb en circones detríticos de la Unidad Los Ángeles

Debido a la ausencia de tobas y a la alteración penetrativa que poseen las rocas volcánicas de la zona, decidió realizarse una datación U-Pb en circones detríticos en una de las intercalaciones sedimentarias que presenta la sucesión. Con el fin de obtener la edad máxima de sedimentación de esta unidad, se eligió una arenisca gruesa bien seleccionada cercana a la base de la unidad, señalada como A-2 en las figura 4.7 y 4.8.

Un total de 3 kilogramos de muestra se enviaron a la Universidad del Estado de Washington, en donde se llevó a cabo el proceso de molienda y separado de circones. Allí, los circones de edad desconocida y los circones patrón fueron montados en resina epoxy. Se tomaron imágenes de catodoluminiscencia y posteriormente se analizaron 155 circones de la muestra, cuyos bordes fueron evitados para eludir la posibilidad de datación de un posible sobrecrecimiento metamórfico.

Los cristales de circón fueron analizados en secciones pulidas con un *Micromass Isoprobe multicollector* ICPMS, equipado con nueve colectores Faraday, un colector axial Daly y cuatro canales contadores de iones (Gehrels *et al.*, 2008), propiedad de la Universidad estatal de Washington. El *Isoprobe* se encuentra equipado con un sistema ArF Exchimer laser ablation, el cual tiene una longitud de onda de emisión de 193 nm. La configuración del colector permite mediciones de ^{204}Pb en un canal contador de iones, mientras que ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U son medidos simultáneamente con detectores Faraday. Todos los análisis fueron realizados en modo estático con un haz de luz láser de 35 micrones de diámetro, operado por una energía de ~32 mJ (a 23 kV) y a una frecuencia de 8 Hz. Cada análisis consistió en una integración de 12 segundos en picos sin disparos de láser, e integraciones de veintiún segundos en picos con disparos de láser. La contribución de Hg a la masa del ^{204}Pb fue removida sustrayendo los valores de fondo. El fraccionamiento entre elementos fue monitoreado mediante el análisis de un circón estándar de la casa (FCT), el cual tiene una edad concordante ID-TIMS de $28,2 \pm 0,79$ Ma (2σ) (Gehrels *et al.*, 2008). Este estándar fue analizado una vez cada cinco circones de edad desconocida. Los valores isotópicos de plomo fueron corregidos por Pb común, utilizando el ^{204}Pb medido, asumiendo una composición inicial de Pb de acuerdo a Stacey y Kramers (1975) y sus incertidumbres respectivas de 1,0, 0,3 y 2,0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La edad del estándar, la calibración corregida por el estándar, la composición del Pb común y la incertidumbre en la constante de decaimiento se agrupan y son conocidos como el error sistemático. Para estas muestras el error sistemático se encuentra alrededor de ~1,2-1,7 % para $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y ~0,8-1,0 para $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Los diagramas de probabilidad (Ludwig, 2003) utilizados en este análisis fueron contruidos utilizando la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para circones jóvenes (<1,0 Ga) y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para los granos más antiguos (>1,0 Ga). En los circones más antiguos, las edades

con >30% de discordancia o >5% de discordancia reversa son considerados poco fiables y no fueron utilizados. Además, análisis con errores mayores al 10% fueron rechazados. Las edades U-Pb (LAM-MC-ICP-MS) de los granos de circones se encuentran en el material suplementario al final de la tesis y los resultados obtenidos pueden ser observados en la figura 4.11.

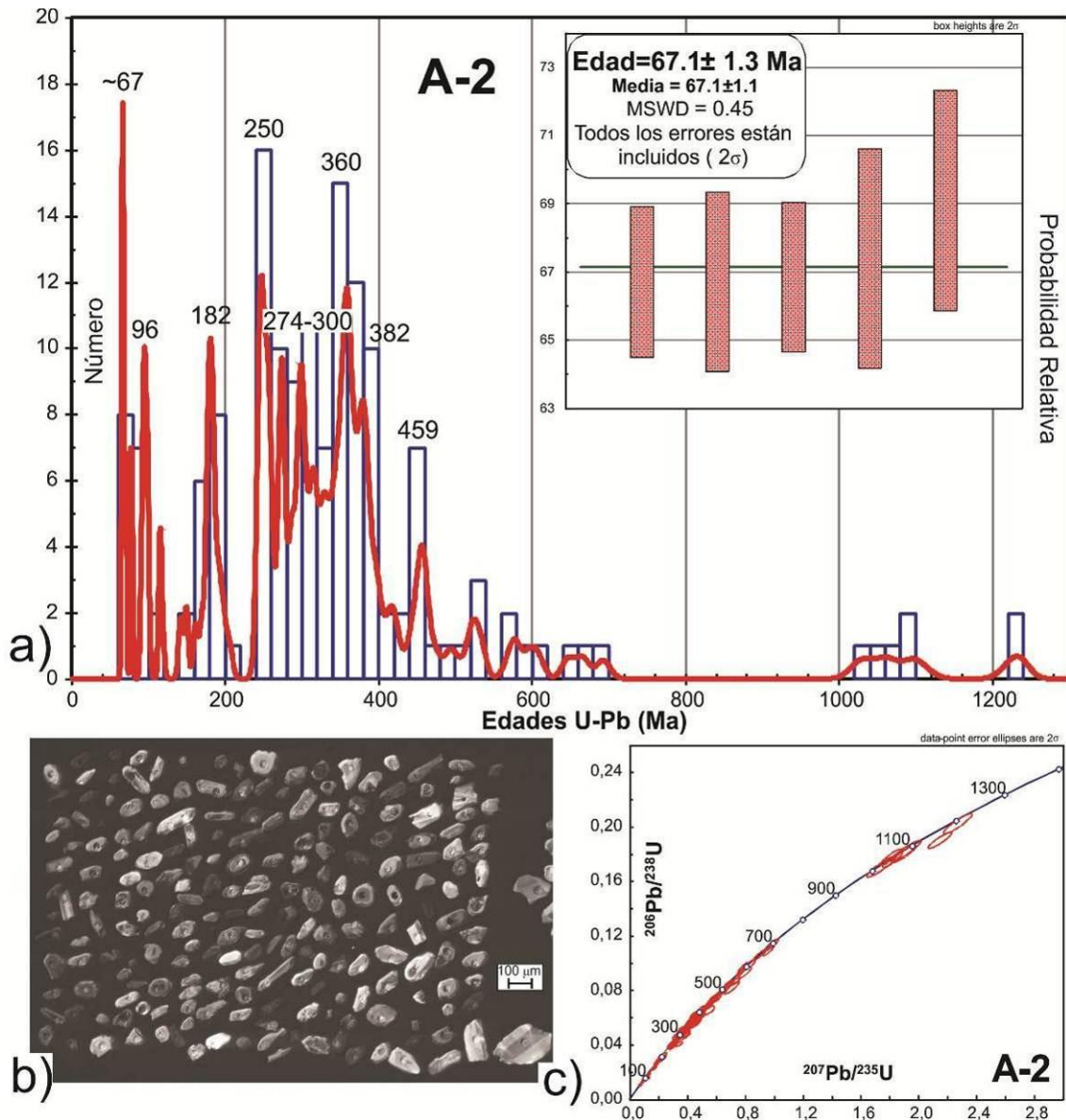


Fig. 4.11. a) Patrón de edades U-Pb en circones detríticos de la muestra A-2, una arenisca gruesa cercana a la base e intercalada entre las rocas volcánicas de la Unidad Los Ángeles. *Inset* se muestra el cálculo de una edad media ponderada con los circones más jóvenes que es interpretada como la edad máxima de sedimentación a los $67,1 \pm 1,3$ Ma, cercana al límite K-T. B) Las imágenes de catodoluminiscencia de los circones muestran la estructura interna de los cristales, caracterizada por una típica zonación oscilatoria de origen ígneo, además de la gran variedad morfológica con terminaciones bipiramidales y formas que van desde idiomórficas a subredondeadas y redondeadas. C) Diagrama de concordia de las edades U-Pb obtenidas.

El patrón de edades U-Pb de los circones detríticos de la muestra A-2 es heterogéneo, con edades que van desde 67 a 1200 Ma. El diagrama de frecuencias muestra 3 picos principales de ~67, 250 y 360 Ma, y una gran cantidad de picos secundarios, entre los que se destacan el de 96, 182, 274-300, 382 y 459 Ma (Fig. 4.11a). La edad del pico más joven es interpretada como la edad máxima de sedimentación del depósito, por lo que a partir de los 5 circones más jóvenes se obtuvo una edad promedio de $67,1 \pm 1,3$ Ma (Fig. 4.11a). Esta heterogeneidad en las edades es reflejada también en la morfología de los circones, los cuales fueron fotografiados por catodoluminiscencia, observándose formas desde totalmente euhedrales y bipiramidales alargadas de origen volcánico, hasta subredondeados y redondeados, indicativo de retrabajo (Fig. 4.11b). El diagrama de concordia muestra la buena concordancia de las edades obtenidas en la muestra (Fig. 4.11c).

Fallas de borde de cuenca

La falla normal invertida descrita en los arroyos Los Ángeles y El Seguro concuerda con la descripción de la falla El Fierro, inicialmente definida unos 75 kilómetros más al norte en el paso El Fierro, en las nacientes del Río Tinguiririca (Fig. 4.2) (Charrier *et al.*, 1996). Más recientemente, la presencia de esta falla fue descrita por Piquer *et al.* (2010) en las cabeceras del Río Teno (Fig. 4.2), en donde la misma sufrió un evento de inversión durante un importante episodio de contracción y de elevada presión de fluidos inducida por la circulación de magmas en el Mioceno tardío.

Siguiendo la traza de esta falla hacia el sur, la misma se proyecta a través del Volcán Peteroa, cerca de las nacientes del Río Grande en territorio Argentino (Fig. 4.12a). Desde la vertiente oriental de este volcán se observan los depósitos jurásicos de la cuenca neuquina, separados por la Falla El Fierro de las rocas volcánicas de la cuenca de Abanico, en territorio chileno. Estos depósitos jurásicos continúan aflorando hacia el sur en una faja ubicada al este de la falla (Fig. 4.4), la que coincide en esta zona con la traza del Río Grande, separando los depósitos volcánicos del Cretácico superior al Mioceno inferior de las unidades mesozoicas a una misma cota topográfica, evidenciando una depresión en el basamento al oeste de dicha falla. Sobre el valle del Río Grande, en donde el mismo cambia su orientación a un rumbo E-O (Fig. 4.2), un afloramiento de depósitos cuaternarios exhibe dos fallas normales que dislocan su estructura interna. Las mismas inclinan hacia el sur, en lo que podría ser una reactivación extensional cuaternaria de la falla El Fierro a estas latitudes (Fig. 4.12b).

Si continuamos la traza de esta falla hacia el sur, la misma vuelve a tener expresión superficial en las nacientes de los arroyos El Seguro y Los Ángeles, para luego desaparecer debajo de los extensos campos de ignimbritas del Campo Volcánico de la Laguna del Maule (Fig. 4.4)

(Hildreth *et al.*, 2010). Al ingresar a la provincia de Neuquén, la divisoria de aguas se retrae hacia el oeste, al igual que la ubicación de los volcanes cuaternarios y sus productos volcánicos (Fig. 4.2), permitiendo la observación directa de las unidades más antiguas de la cuenca neuquina a lo largo del valle del Río Neuquén.

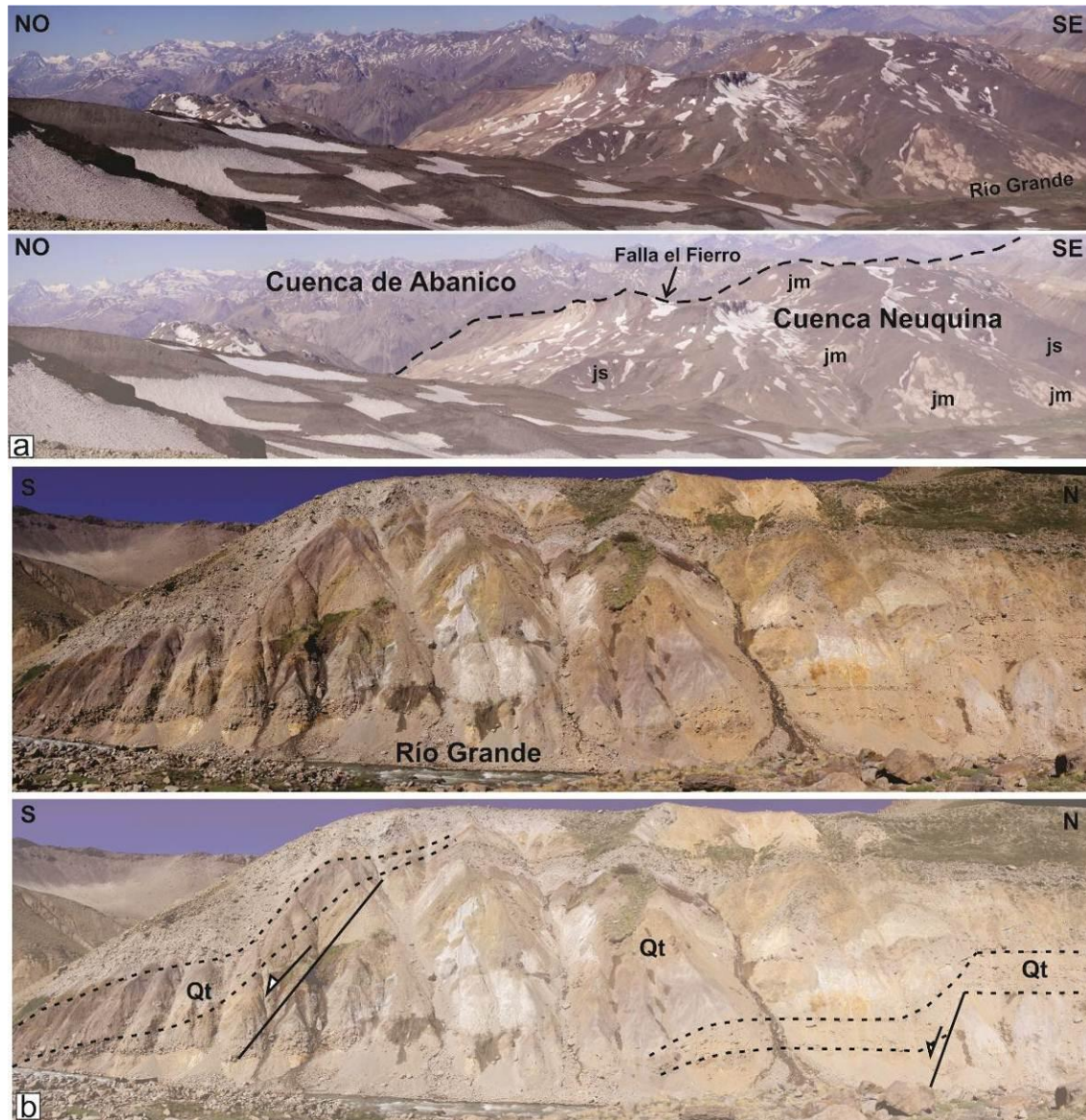


Fig. 4.12. A) Traza de la falla El Fierro observada desde la vertiente oriental del Volcán Peteroa, la cual separa y yuxtapone las evaporitas del Jurásico medio (Jm) y los depósitos continentales del Jurásico superior (Js) de las rocas volcánicas de la cuenca de Abanico. B) Un set de fallas normales inclinando hacia el sur alteran la estructura de un afloramiento cuaternario cerca de las nacientes del Río Grande, indicando una posible reactivación extensional cuaternaria de la falla El Fierro.

Asomos del basamento de la cuenca neuquina pueden observarse en la cordillera del Viento (Fig. 4.13), la cual expone en su núcleo rocas de edad devónica a triásica media (Llambías *et al.*,

2007; Zappettini *et al.*, 2012). Al oeste de este braquianticlinal se abre el valle del Alto Río Neuquén (Fig. 4.2), una depresión tectónica que alberga los depósitos de la cuenca de Cura Mallín (Radic *et al.*, 2010), sobre la cual posteriormente se estructuró la faja plegada y corrida de Guañacos (Folguera *et al.*, 2007) y se emplazaron grandes volúmenes de vulcanismo plio-cuaternario (Radic, 2010).

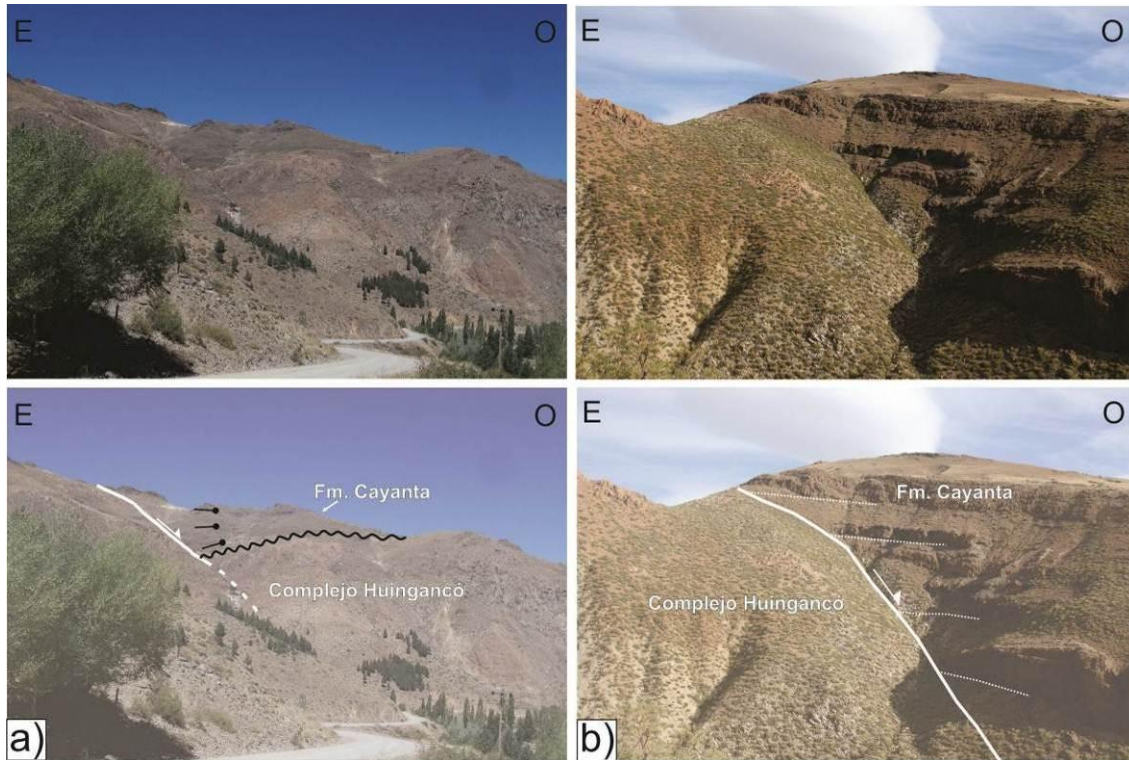


Fig. 4.13. A) Contacto discordante y tectónico en el flanco occidental de la Cordillera del Viento entre la Formación Cayanta, de edad paleocena a eocena, y el Complejo Huigancó, de edad pérmica. Una falla normal que corre paralela al valle del Alto Río Neuquén generaría el espacio de acomodación para la depositación de las volcanitas, cuya depositación sinextensional quedaría evidenciada por la presencia de discordancias progresivas y cambios de espesor. B) Relación de *onlap* entre las volcanitas de la Formación Cayanta y el Complejo Huigancó generada a partir de la actividad de una falla normal paralela al Río Neuquén.

Sin embargo, al recorrer el valle del Alto Río Neuquén, se observa que el mismo transcurre paralelo al contacto entre la Formación Cayanta, de edad paleocena a eocena (Rapela y Llambías, 1985), y los plutones pérmicos del Complejo Huigancó (Llambías *et al.*, 2007), mientras que los afloramientos de la cuenca de Cura Mallín se encuentran aflorando inmediatamente al oeste (Jordan *et al.*, 2001; Radic *et al.*, 2010) (Fig. 4.13). Este contacto corresponde a una falla normal que genera una serie de cuñas en la Formación Cayanta, la que termina *onlapando* sobre el flanco occidental de la cordillera del Viento (Fig. 4.13). La depositación de la Formación Cayanta estaría controlada al este por la actividad de esta falla, de

orientación N-S y paralela al alto Río Neuquén. Esta falla ya había sido observada por Radic *et al.* (2010), quienes la identifican a lo largo de los ríos Neuquén y Agrio, entre los poblados de Las Lajas y Las Ovejas, separando los depósitos volcánicos plio-cuaternarios de las rocas mesozoicas que conforman a la faja plegada y corrida del Agrio. Otros autores interpretaron a este trazo rectilíneo como asociado al levantamiento cretácico a mioceno de la cordillera del Viento sobre la cuenca paleógena (Folguera *et al.*, 2007), el cual estaría formando una zona triangular con las fallas de borde invertidas de la cuenca de Cura Mallín al oeste (Radic, 2010).

4.4. Estructura de la corteza superior

Con el objetivo de conectar las observaciones en la zona del arco con las realizadas en la zona del retroarco, se decidió realizar una sección estructural aproximadamente paralela al curso del Río Grande, desde el límite internacional hasta los 69°15'O (Fig. 4.4). La misma tiene una dirección aproximadamente NO-SE y fue subdividida en dos sectores para su construcción. El primero fue realizado enteramente a partir de datos de campo, comenzando en las nacientes del arroyo Los Ángeles hasta su desembocadura en el Río Grande, para luego continuar en dirección E-O a lo largo del valle de este último (Fig. 4.4). El segundo sector, basado en las secciones 9 y 12 de Giambiagi *et al.* (2009a), atraviesa la cuenca del Río Grande y el anticlinal de Palaoco, terminando en el anticlinal de Rincón Amarillo (Fig. 4.4). La confección de la sección se realizó con el software 2D-Move, utilizando, para el primer sector, mediciones estructurales y de espesores realizadas en el campo y complementando con espesores recopilados de la bibliografía (tabla 4.1). Para el segundo sector, se utilizaron los datos estructurales y de espesores de Giambiagi *et al.* (2009a), los que se encuentran basados en información sísmica y datos de pozos, ya que la mayoría de las unidades no se encuentran aflorando. En este último sector se decidieron agrupar las rocas volcánicas del Oligoceno superior al Mioceno inferior con los depósitos sinorogénicos miocenos, ya que el contacto entre ambas no pudo ser inferido en profundidad.

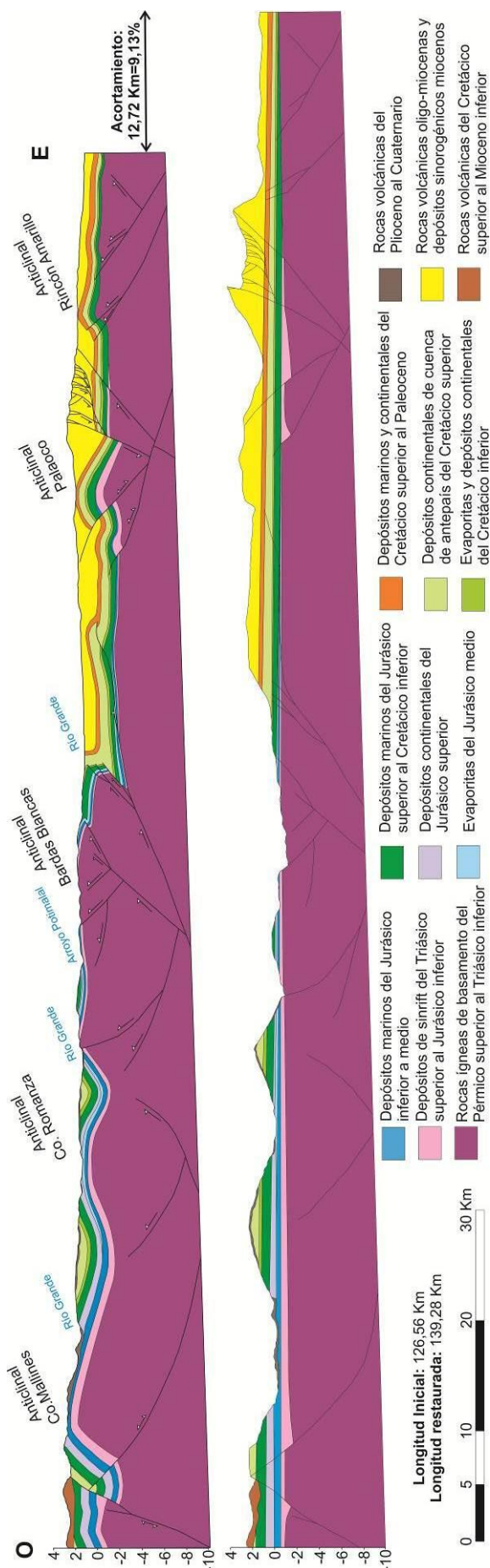
La sección estructural de la figura 4.14 y la tabla 4.1 demuestran que los espesores de las rocas que componen a la cuenca Neuquina no son constantes, sino que se producen acuñaientos, engrosamientos, e incluso desaparición de algunas de sus unidades. La unidad que se encuentra apoyada en discordancia sobre el basamento, correspondiente a los depósitos de sinrift del Triásico superior al Jurásico inferior, presenta acuñaientos debido a su mecánica de depositación, como se discutió en el capítulo 2. Si bien no se conocen sus espesores en los anticlinales de los Cerros Mallines y Romanza, Tapia (2015) estimó espesores en afloramiento a lo largo del arroyo Montañecito, inmediatamente al norte de estos anticlinales. Allí, este autor observa un espesor máximo de 800 metros, el cual disminuye hacia el SE hasta llegar a unos

400 metros. Esta disminución en el espesor continúa hacia el este, en donde se reportaron hasta 250 metros en el arroyo Potimalal y 100 metros en la zona de Bardas Blancas (Gulisano y Gutiérrez Pliemling, 1994). Estas observaciones concuerdan con lo observado por Manceda y Figueroa (1995), quienes postulan que la zona de Bardas Blancas constituye una zona de acomodación, seguida por un alto estructural en el valle del Río Grande durante ese período. Esta tendencia se revierte hacia el este cuando sobre el sector correspondiente al hemigráben de Palaoco, el cual fue interpretado por Giambiagi *et al.* (2009a) como producto de la inversión de dos cuñas de sinrift asociadas a fallas con inclinación hacia el este. Luego, los depósitos marinos del Jurásico inferior a medio suprayacen a estos depósitos, cuyos espesores indicarían que la cuenca se profundizaba hacia el oeste, llegando a aflorar hasta unos 580 metros en el núcleo del anticlinal Cerro Mallines, mientras que los mismos no se encuentran representados en el área de Palaoco (Periale *et al.*, 2013). Por encima se encuentran las evaporitas del Jurásico medio, cuya presencia no ha sido documentada en ninguno de los extremos de la sección, alcanzando espesores máximos de 150 metros cerca del Cerro Romanza. Los depósitos continentales del Jurásico superior experimentan los cambios de espesor más drásticos en la región, ya que en la zona del Cerro Mallines se observaron 750 metros, que se reducen a 200 metros en la zona del Cerro Romanza, hasta prácticamente desaparecer en las zonas de Potimalal y Bardas Blancas. Por otra parte, los depósitos marinos del Jurásico superior al Cretácico inferior corresponden a la única unidad que se desarrolla de manera uniforme a lo largo de toda la sección. En la zona del anticlinal Cerro Mallines se observaron unos 900 metros, mientras que Balgord y Carrapa (2016) reportaron un mínimo de 200 metros en el Cerro Romanza y Gulisano y Gutiérrez Pliemling (1994) un mínimo de 150 metros en el arroyo Potimalal. El espesor verdadero de estas unidades en estas zonas fue estimado utilizando el 2D-Move a partir de mediciones estructurales y la ubicación de sus contactos, además de tener un control adicional en la zona de Bardas Blancas donde se midieron espesores de 565 metros (Gulisano y Gutiérrez Pliemling, 1994). Hacia el este, esta unidad se apoya directamente sobre las cuñas de sinrift del Triásico superior al Jurásico inferior, indicando la presencia de un hiato de 50 Ma en la zona del anticlinal de Palaoco (Giambiagi *et al.*, 2009a; Periale *et al.*, 2013), el que ha sido reconocido también en profundidad hacia el norte, en el subsuelo entre los Ríos Atuel y Salado (Boll *et al.*, 2014). Al igual que las evaporitas del Jurásico medio, los depósitos que reflejan el segundo evento de desecación de la cuenca no fueron registrados en el relevamiento de campo del anticlinal Cerro Mallines. Sin embargo, Balgord y Carrapa (2016) registraron 200 metros en el Cerro Romanza y un mínimo de 50 metros en la zona de Bardas Blancas. Esta unidad fue erosionada en el arroyo Potimalal, mientras que al este, en el anticlinal de Palaoco, la misma se encuentra bien desarrollada, mostrando una depositación bastante homogénea a lo largo de toda la sección al este del Cerro Mallines. Los depósitos continentales

correspondientes a una cuenca de antepaís representarían a la primera unidad cuyos espesores aflorantes aumentan hacia el este, comenzando con 200-250 metros de la unidad BRCU cerca del límite internacional (Charrier *et al.*, 1996; Tapia, 2015). Si bien en el anticlinal Cerro Mallines no se pudo medir un espesor verdadero al encontrarse su techo erosionado, se estimó un espesor mínimo de 650 metros. Luego, Balgord y Carrapa (2016) reportan un mínimo de 80 metros de espesor en el Cerro Romanza, aunque debido a su acumulación sinorogénica, espesores mucho mayores se habrían depositado en los sinclinales al pie de esta estructura, como ha sido documentado por Orts *et al.* (2012a) en la zona de Portezuelos Colorados. Estos depósitos vuelven a aflorar, aunque de manera incompleta debido a que no se observa su techo, en el sinclinal frontal de Bardas Blancas, con un espesor mínimo de 750 metros (Balgord y Carrapa, 2016). Hacia el este, en el anticlinal de Palaoco, no se tienen datos de espesores, pero la secuencia completa presenta unos 860 metros en el anticlinal de Ranquil Co inmediatamente al sur (perfil del capítulo anterior), y 1070 metros en la zona de Malargüe al norte (Balgord y Carrapa, 2016). Por último, se observaron unos 1000 metros en la Unidad Los Ángeles en el extremo oeste del perfil, representando a la última unidad cenozoica de espesor considerable en este sector del perfil. El espesor de las unidades cenozoicas en la cuenca del Río Grande y de Palaoco fue tomado de los perfiles de Giambiagi *et al.* (2009), aunque los mismos presentan grandes variaciones debido a su carácter sinextensional, en la base, y sinorogénico, en el techo.

Tabla de espesores (m) utilizados					
Unidad	Co. Mallines	Co. Romanza	Potimalal	Bardas Blancas	Palaoco
TsJi	800 (2)	400 (2)	250 (4)	100 (4)	(5)
Jim	580 (1)	380 (4)	200 (4)	150 (4)	-
Jm	-	150 (1)	150 (4)	100 (4)	-
Js	750 (1)	200 (1)	50 (4)	10 (4)	-
Jski	900 (1)	+200 (3)	+150 (4)	565 (4)	(5)
Ki	-	200 (3)	-	+50 (3)	(5)
Ks	+650 (1)	+80 (3)	-	+750 (3)	(5)
Ksp	-	-	-	(5)	(5)
Vksmi	1000 (1)	-	-	-	-
Vosmi + Dsm	-	-	-	-	(5)

Tabla 4.1. Tabla de espesores utilizados para construir la sección de la figura 4.14. Estos espesores fueron obtenidos de (1) Estimaciones a partir de mediciones en el campo, (2) Tapia (2015), (3) Balgord y Carrapa (2016), (4) Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), (5) Giambiagi *et al.* (2009). (Tsji: Depósitos de sinrift del Triásico superior al Jurásico inferior; Jim: Depósitos marinos del Jurásico inferior a medio; Jm: Evaporitas del Jurásico medio; Js: Depósitos continentales del Jurásico superior; Jski: Depósitos marinos del Jurásico superior al Cretácico inferior; Ki: Evaporitas y depósitos continentales del Cretácico inferior; Ks: Depósitos continentales de cuenca de antepaís del Cretácico superior; Ksp: Depósitos marinos y continentales del Cretácico superior al Paleoceno; Vksmi: Rocas volcánicas del Cretácico superior al Mioceno inferior; Vosmi + Dsm: Rocas volcánicas oligo-miocenas y depósitos sinorogénicos miocenos).



Si se analizan las estructuras atravesadas por la sección, puede observarse que todas involucran al basamento, ya sea a través de la inversión tectónica de fallas normales o a partir de la generación de nuevas fallas inversas, despegando desde un nivel común ubicado a unos 10 kilómetros de profundidad con una inclinación de 2°O (Fig. 4.14). Las características de este nivel de despegue basal se eligieron siguiendo otras secciones estructurales realizadas en la zona, al igual que los mecanismos de deformación de la mayoría de las estructuras (Giambiagi *et al.*, 2009a; Orts *et al.*, 2012a; Tapia, 2015). La única estructura en donde se pudieron observar evidencias de inversión tectónica en superficie fue en la zona del arco, en donde la falla que controló la depositación de la Unidad Los Ángeles fue invertida generando un efecto de *buttressing* en los estratos infrayacentes. Si se extrapola el modelo propuesto por Tapia (2015) en una sección realizada inmediatamente al norte, la posición de esta falla coincidiría con el desarrollo de una cuña de sinrift triásica superior a jurásica inferior, asociada a una falla de alto ángulo con inclinación hacia el oeste. Además, estos autores proponen un alto estructural hacia el este, en donde el espesor de esta unidad se encuentra disminuido, modelo que se utilizó para reconstruir la geometría del sinclinal en profundidad (Fig. 4.14). Inmediatamente al noreste, este autor sugiere un mecanismo de inversión tectónica para generar el anticlinal Dedos-Silla a partir de observaciones en superficie. Se decide optar por el mismo mecanismo para el levantamiento del anticlinal Cerro Mallines debido a que este constituye una continuación hacia el sur del mismo tren estructural que este anticlinal (Fig. 4.4). Continuando con la sección hacia el este, se describe un amplio sinclinal cuyo núcleo es ocupado por los depósitos continentales del Cretácico superior, cubiertos en discordancia por rocas volcánicas plio-cuaternarias. El limbo oriental del mismo inclina unos 25° al oeste, constituyendo uno de los flancos del anticlinal Cerro Romanza, el cual expone a las evaporitas del Jurásico medio en su núcleo. Debido a que el otro flanco, el oriental, inclina unos 30° hacia el este, esta estructura se considera como doble vergente (Fig. 4.14). La estructura del anticlinal de Bardas Blancas ha sido muy estudiada debido a que el mismo se encuentra atravesado en su núcleo por el Río Grande, convirtiéndolo en un perfil clásico para la deformación de piel gruesa en la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozlowski *et al.*, 1993; Manceda y Figueroa, 1995; Dimieri, 1997; Dicarlo y Cristallini, 2007). Si bien la discusión sobre los modelos de inversión tectónica y de generación de nuevas fallas inversas todavía no está resuelto (Mescua y Giambiagi, 2012; Dimieri y Turienzo, 2012; Mescua *et al.*, 2012), el comportamiento del basamento permo-triásico como un bloque rígido ante la compresión ha sido puesto en duda recientemente (Mescua *et al.*, 2016), por lo que para esta estructura se optó por seguir un modelo similar al de Dicarlo y Cristallini (2007) y Giambiagi *et al.* (2009a). En este modelo, fallas nuevas cortan al basamento, sin llegar a duplicarlo como láminas de corrimientos que llegan a superficie, en contraposición a lo propuesto por Dimieri (1997).

De esta manera, este sector de la sección se encuentra caracterizado por una serie de anticlinales de piel gruesa de unos 10 kilómetros de longitud de onda., los cuales se insertan en la cobertura sedimentaria y generan deformación de piel fina en profundidad, tal como ha sido demostrado en gran cantidad de sísmicas y modelos estructurales realizados en diversas estructuras de la faja de Malargüe (Manceda *et al.*, 1992; Dicarlo y Cristallini, 2007; Giambiagi *et al.*, 2009a; Periale *et al.*, 2013; Fuentes *et al.*, 2016). A partir de estos modelos, se especula que el levantamiento del Cerro Romanza también podría tener asociada este tipo de deformación en profundidad, ya que se ubica en la misma posición estructural que el anticlinal de La Valenciana.

El resto de la sección estructural está basada en las geometrías de las secciones estructurales confeccionadas por Giambiagi *et al.* (2009a) a lo largo de las cuencas cenozoicas del Río Grande y Palaoco. Este último consiste en una estructura de piel gruesa generada por la inversión tectónica de dos hemigrábenes de edad triásica superior a jurásica inferior, cuyo nivel de exhumación es somero, llegando en su núcleo hasta los depósitos marinos y continentales del Cretácico superior al Paleoceno (Fig. 4.14). Sobre el limbo oriental de este anticlinal se agregaron las geometrías extensionales observadas en el campo, las cuales consisten en un hemigráben controlado por una falla maestra de alto ángulo con inclinación al oeste, a la cual se asocian una serie de fallas normales menores. Esta falla principal no presenta evidencias de inversión, siendo todas estas geometrías expuestas a partir de una falla inversa con inclinación hacia el oeste, confirmando la doble vergencia de este anticlinal (Fig. 4.14). Por último, el anticlinal Rincón Amarillo correspondería un anticlinal con poca expresión en superficie, generado a partir de una falla inversa con vergencia hacia el oeste (Giambiagi *et al.*, 2009a), la que algunos modelos indican que podría corresponder a una falla de inversión tectónica de un depocentro liásico (Manceda y Figueroa, 1995; Periale *et al.*, 2013).

La longitud de esta sección es de 126,65 kilómetros, pero mediante el módulo de *unfolding* del 2D-Move, se calculó una longitud restaurada de 139,28 kilómetros, utilizando el método de *flexural slip* (Fig. 4.14). Esto arroja un acortamiento de 12,72 kilómetros, lo que representa un acortamiento de 9,13% sobre la longitud restaurada, aunque el mismo debería ser considerado como mínimo debido a la falta de un mejor control estratigráfico en profundidad y a la gran exhumación en los anticlinales de piel gruesa hacia el oeste. El acortamiento calculado es comparable con el estimado por Orts *et al.* (2012) en una sección inmediatamente al sur (11,3 kilómetros), mientras que el mismo es sustancialmente menor al calculado por Tapia (2015) en una sección al norte (30 kilómetros). Al comparar las tres secciones, se observa que la deformación de piel fina reconocida en profundidad en la sección del norte le añade importante acortamiento, lo que lleva a inferir que si hubiera mayor cantidad de deformación de piel fina en profundidad en la sección de la figura 4.14, los acortamientos de ambas serían comparables.

Por último, un análisis general de la sección muestra como una serie de anticlinales de piel gruesa conforman un alto de basamento en el sector medio del perfil, mientras que los extremos del mismo se encuentran deprimidos debido a la presencia de las cuencas extensionales descritas en este capítulo. El desarrollo de estas cuencas coincide con las zonas en donde se documentaron hemigrábenes del triásico superior al jurásico inferior, por lo que mecanismos de inversión tectónica fueron invocados para el levantamiento de estas estructuras, mientras que en el sector medio el mecanismo de generación de nuevas fallas inversas es el predominante (Fig. 4.14).

4.5. Discusión

Cuenca de Palaoco: una cuenca extensional oligo-miocena en el retroarco

A partir de los datos colectados en el campo, se interpretan cambios de inclinación y de espesor de las rocas volcánicas del Oligoceno superior al Mioceno inferior como asociados a estratos de crecimiento, conectados a una serie de estructuras extensionales desarrolladas durante su depositación. A partir de la recopilación bibliográfica de edades, se pudo acotar este período extensional a 5 millones de años de duración, entre 23,61 y 18,54 Ma, momento en el cual se desarrolló la arquitectura extensional que controló la depositación de estas secuencias. La misma está controlada por una falla maestra de rumbo N-S e inclinación al este, a la cual se asocian una serie de fallas menores de rumbo E-O y N-S. Estas observaciones coincidirían con el carácter máfico de los productos lávicos y su signatura geoquímica de intraplaca, los cuales son indicadores de depositación dentro de un régimen extensional (Dhyr *et al.*, 2013a).

El desarrollo de esta cuenca de retroarco coincidiría con la posición de un hemigráben previo identificado en profundidad, aunque las fallas maestras de cada uno tendrían polaridades opuestas y no coincidirían en profundidad. La observación en superficie de estas rocas y su geometría sin-extensional se daría gracias a la inversión tectónica de una falla normal triásica superior a jurásica inferior y a la generación de una falla inversa con inclinación al oeste que alzaría el limbo dorsal del anticlinal de Palaoco durante su levantamiento a partir del mioceno medio (Silvestro y Atencio, 2009; Giambiagi *et al.*, 2009).

De esta manera, la cuenca de Palaoco se habría originado como una cuenca extensional de retroarco a finales del Oligoceno, acumulando productos lávicos máficos provenientes de la astenósfera durante 5 millones de años hasta su inversión en el Mioceno medio, momento a partir del cual se convierte en una cuenca sinorogénica, en coincidencia con el resto de las cuencas miocenas presentes en la región (Silvestro *et al.*, 2005; Sagripanti *et al.*, 2011, 2012).

Cuenca de Abanico: una cuenca extensional de intra-arco cretácica superior a miocena inferior controlada por una falla reactivada a lo largo del tiempo

En este capítulo se ha descripto por primera vez la presencia de rocas volcánicas depositadas dentro de una cuenca extensional al este del límite internacional en el sector sur de la faja de Malargüe, en una zona en donde solamente habían sido documentados previamente rocas volcánicas a subvolcánicas emplazadas sobre una discordancia angular de origen contraccional, con edades que van desde el Mioceno al Cuaternario. Estratos de crecimiento fueron reconocidos asociados a fallas normales, las cuales tienen orientación aproximadamente E-O, acumulados dentro de un depocentro mayor de orientación N-S. Estos depósitos, agrupados informalmente dentro de Unidad Los Ángeles, se encuentran conformados por una sucesión de lavas, brechas y autobrechas con intercalaciones sedimentarias, dentro de las cuales se extrajo una muestra para la obtención de la edad máxima de sedimentación en una posición cercana a la base. A partir de una edad U-Pb obtenida en circones detríticos, la depositación de esta unidad queda acotada en la base en $67,1 \pm 1,3$ Ma, en coincidencia con la posición de su pico principal, mientras que su edad mínima quedaría acotada al Mioceno inferior, siguiendo la asignación de Nullo *et al.* (2005). Sin embargo, si se tiene en cuenta que en el valle del Río Tinguiririca inmediatamente al norte se ha identificado en la base de la cuenca de Abanico la Unidad Guanaco con edades de entre 75 y 62 Ma, es probable que la Unidad Los Ángeles tenga una edad similar. Apoyando esta observación se encuentra el hecho de que el basamento de esta cuenca estaría conformado por los depósitos continentales de la cuenca de antepaís del Cretácico superior, cuya edad se encuentra comprendida entre los 100 y 75 Ma, por lo que los circones de ~67 Ma deberían provenir directamente del arco volcánico activo durante ese período, o de la erosión de alguna otra fuente de esta edad. Las únicas rocas que tienen edades en torno a los 67 Ma pertenecen al Grupo Malargüe (Balgord y Carrapa, 2016; Horton *et al.*, 2016), cuyo afloramiento ubicado a unos 60 kilómetros al este, y las volcanitas del Grupo Naunauco, ubicadas 150 kilómetros más al sur, además de la Unidad Guanaco. Sin embargo, si se tiene en cuenta que esta cuenca se desarrolló sobre el orógeno cretácico, el aporte a la misma probablemente debiera ser local, siendo el basamento sobre el cual se desarrolló esta cuenca y el arco volcánico activo las principales fuentes de aporte. Si observamos la gran cantidad de picos de edades presentes en la muestra A-2, vemos que éstos coinciden justamente con los picos de la muestra del Grupo Neuquén obtenidos cerca de la desembocadura del arroyo Los Ángeles por Balgord y Carrapa (2016), con la excepción del pico más joven de ~67 Ma. Por lo tanto, este último es interpretado como proveniente del arco volcánico activo, representado por las rocas de la Unidad Los Ángeles dentro del cual este depósito se encuentra intercalado. La edad del techo de esta unidad no ha podido ser acotada, debido a la falta de dataciones hacia el tope, pero si

consideramos a la Unidad Los Ángeles como la base de la cuenca de Abanico, podemos inferir que la secuencia por encima tendría edades que podrían abarcar desde el Paleoceno hasta el Mioceno inferior. La presencia de estratos de crecimiento extensionales en las rocas eocenas dentro de esta cuenca indicaría que la cuenca se habría reactivado extensionalmente durante este período. La falla El Fierro cuya expresión más oriental se encuentra a las latitudes de análisis en territorio argentino desde la zona del Volcán Peteroa hacia los arroyos Los Ángeles y El Seguro constituye entonces una estructura policíclica con una primer actividad extensional en el Mesozoico y otra en el Paleógeno. Esta falla normal de edad Cretácica superior, reactivada extensionalmente durante el Eoceno ha sido invertida tectónicamente a partir del Mioceno inferior. Adicionalmente y de una manera más especulativa, esta falla podría estar siendo reactivada extensionalmente en el Cuaternario, siendo la responsable de la apertura de la fosa de Las Loicas, de la generación de las fallas normales descriptas en el Río Grande cerca del Volcán Peteroa y de la gran sismicidad cortical descripta recientemente en la zona, cuyos mecanismos focales son principalmente normales y de rumbo (Spagnotto *et al.*, 2015).

Evolución tectónica del período comprendido entre las fases principales de deformación de la faja de Malargüe y su relación con el contexto geodinámico

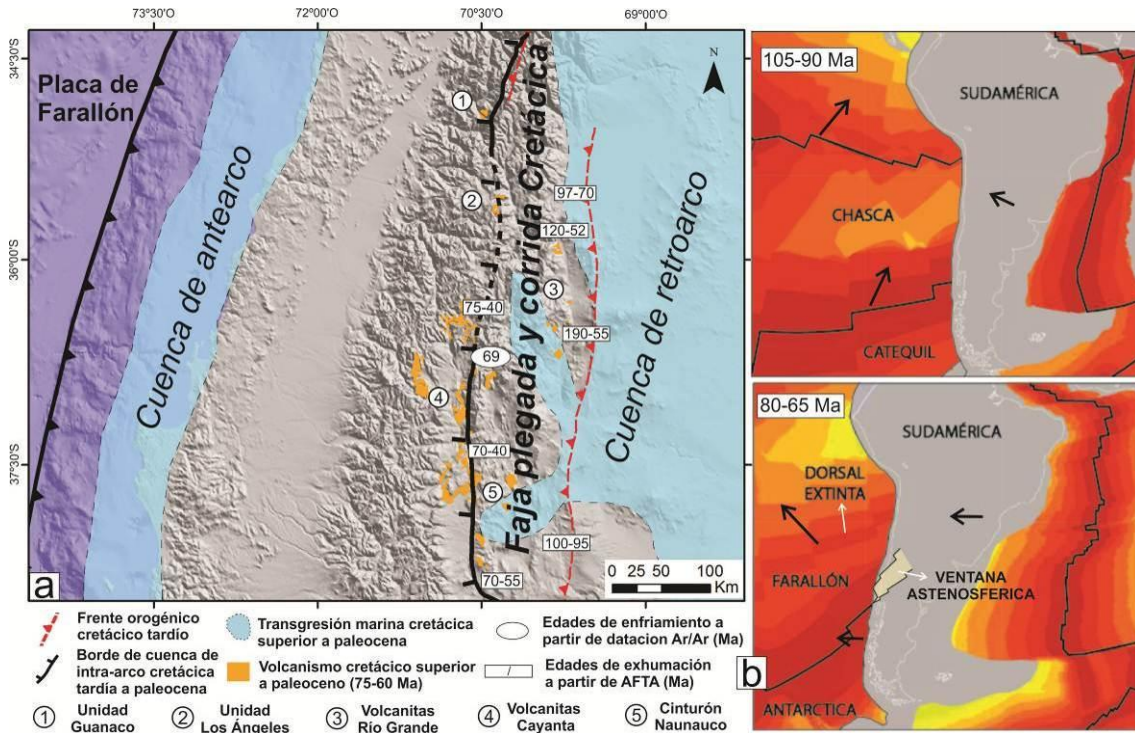
Con posterioridad a la primera fase que estructuró la faja plegada y corrida de Malargüe, acotada en el capítulo anterior entre los 100 y los 75 Ma, el sector comprendido en la zona del arco habría sufrido una desestabilización extensional, al mismo momento en el que se registraba extensión en los depósitos marinos del antearco chileno (Radic, 2005, 2009; Encinas *et al.*, 2014) y las aguas del incipiente Océano Atlántico inundaban el retroarco (Fig. 4.15a) (Barrio, 1990; Aguirre Urreta *et al.*, 2011). La particularidad de esta transgresión marina es que la misma se encontró con una barrera topográfica generada por la faja plegada y corrida Cretácica superior (Bettini *et al.*, 1978), aunque habría alcanzado algunos sectores internos del orógeno, indicando la presencia de zonas deprimidas dentro de los proto-Andes (Fig. 4.15a) (Pose, 2007; Aguirre Urreta *et al.*, 2011).

Esta desestabilización extensional no habría sido un evento aislado, sino que la misma se encuentra registrada en los depósitos sinextensionales de la Unidad Guanaco descriptos por Tapia (2015) en el valle del Río Tinguiririca, y en las cuñas de sinrift de la Formación Cayanta descriptas al oeste de la Cordillera del Viento en la provincia de Neuquén, indicando potencialmente una continuidad entre la falla El Fierro y la falla paralela al alto Río Neuquén (Fig. 4.15a). Este colapso estuvo asociado a un evento termal registrado alrededor de los 70 Ma, el cual podría ser el causante del reseteo de las edades de enfriamiento obtenidas a partir de las trazas de fisión en el sector interno del orógeno (Fig. 4.15a) (Folguera *et al.*, 2015; Rojas Vera

et al., 2015). Este evento termal se vería reflejado por la presencia de grandes volúmenes de magmatismo, los cuales se emplazaron en la zona del arco, representados por el volcanismo del Grupo Naunauco (Llambías y Aragón, 2011). Por otro lado, esta anomalía térmica también habría afectado a la zona del retroarco, en forma de una serie de domos lávicos y cuerpos subvolcánicos con una fuerte impronta geoquímica astenosférica y signature de arco poco evolucionado, agrupados en las denominadas Volcanitas Río Grande (Fig. 4.15a) (Spagnuolo *et al.*, 2012a). Estos autores interpretaron la presencia de estas volcanitas como asociadas a una migración hacia el antepaís del arco volcánico a los *ca.* 67 Ma producto de la horizontalización de la losa oceánica; pero teniendo en cuenta la evidencia presentada en este capítulo, la interpretación del contexto tectónico de estas volcanitas como un arco volcánico típico enmarcado en un contexto contraccional puede ser puesta en duda.

De la misma manera que fue discutido en el capítulo anterior, el contexto geodinámico durante el Cretácico superior sería el de una placa sudamericana derivando aceleradamente hacia el oeste, mientras que dos dorsales sísmicas sucesivas impactan contra su margen occidental, provocando en primera instancia la somerización de la losa oceánica subductada (Fig. 4.15b). El barrido a lo largo de la trinchera de sur a norte de la primera dorsal generaría una migración del arco y luego una baja en la productividad magmática a partir de los *ca.* 100 Ma, al mismo tiempo que comienza la deformación en la zona. Esta dorsal migraría hacia el norte hasta extinguirse alrededor de los 80 Ma, momento en el cual la subducción se torna oblicua y una segunda dorsal centro-oceánica impactaría contra el margen, manteniéndose en una posición estable entre los 80 y los 65 Ma (Fig. 4.15b) (Seton *et al.*, 2012).

Sin embargo, ambas dorsales difieren en un aspecto fundamental, que es su orientación con respecto al margen. Mientras que la dorsal de Chasca/Catequil se subductó ortogonal al margen, la dorsal de Farallón/Antártica se subductó oblicua al mismo, generando presuntamente resultados contrastantemente diferentes, modelados por Quevedo *et al.* (2013). Mientras que una subducción ortogonal al margen generaría una somerización de la losa debido a la alta flotabilidad de la dorsal, una subducción oblicua produciría el desgarro y la apertura de la dorsal al ingresar a la zona de subducción, generando una ventana astenosférica por debajo de las zonas del arco y del retroarco (Nelson y Forsythe, 1989; Quevedo *et al.*, 2013). Un análogo moderno a este fenómeno se observa en la región del punto triple de Aysen, en donde la dorsal chilena se encuentra subductándose oblicua al margen, provocando la apertura de una ventana astenosférica debajo del retroarco, generando una anomalía térmica y grandes volúmenes de magmatismo en superficie (Breitsprecher y Thorkelson, 2009).



De esta manera, se interpreta que la oblicuidad de la subducción y la apertura de una ventana astenosférica por debajo de la zona del arco debido a la subducción de una dorsal sísmica habrían generado extensión y magmatismo entre el Cretácico superior y el Paleoceno. Además, este fenómeno se vería acrecentado por la retracción (*rollback*) de la losa que se había somerizado en forma previa durante el Cretácico superior fruto de la subducción ortogonal, formando una cuenca extensional de intra-arco entre el Cretácico tardío y el Paleoceno (Fig. 4.15a). La generación de esta cuenca de intra-arco coincidiría temporalmente con procesos de

extensión en el antearco y con la transgresión del Grupo Malargüe en el retroarco, lo que permite reinterpretar al origen de esta transgresión marina como producto de un régimen extensional y/o de subsidencia dinámica, y no asociado a un contexto compresivo (Barrio, 1990).

Este régimen extensional habría concluido a fines del Paleoceno, momento en el cual se produce un hiatus en la zona del retroarco. Este ha sido interpretado por Horton *et al.* (2016) como el pasaje de un régimen neutro a uno extensional, aunque una potencial estructuración eocena en la zona también podría explicar esta pérdida en el registro. Este período ha sido muy poco documentado en la zona (Cobbold y Rossello, 2003; Sagripanti *et al.*, 2012), aunque las dataciones recientes de Horton *et al.* (2016) en los términos superiores del Grupo Malargüe permiten inferir que los mismos no tendrían una relación directa con los términos inferiores, debido a que estos últimos tienen edades entre *ca.* 72 y 62 Ma. La edad máxima de sedimentación de 41-45 Ma de los depósitos continentales datados por Horton *et al.* (2016) podrían estar representando a la cuenca de antepaís de una fase de deformación eocena en la zona.

Posteriormente, un nuevo episodio de extensión habría comenzado en el Eoceno superior en la zona del arco, volviéndose generalizado hacia fines del Oligoceno, cuando evidencias de actividad extensional comienzan a documentarse tanto en el arco como en el retroarco de los Andes Centrales del Sur (Fig. 4.16). El contexto geodinámico de este régimen extensional habría sido diferente, ya que el mismo se produce durante un período de alta tasa de convergencia ortogonal entre las placas de Nazca y Sudamericana, aproximadamente correspondiente al doble de velocidad que en la actualidad (Fig. 4.16) (Somoza y Ghidella, 2012). Entre las causas postuladas para explicar este régimen extensional se ha invocado el bajo acople entre las placas debido a la alta tasa de convergencia (Jordan *et al.*, 2001), y el empinamiento de la losa oceánica (Folguera y Ramos, 2011). Ambos escenarios son compatibles y explicarían tanto la extensión como la presencia de una anomalía astenosférica afectando desde el antearco hasta el retroarco, aunque una explicación para el *rollback* de la losa oceánica aún resta por ser encontrada.

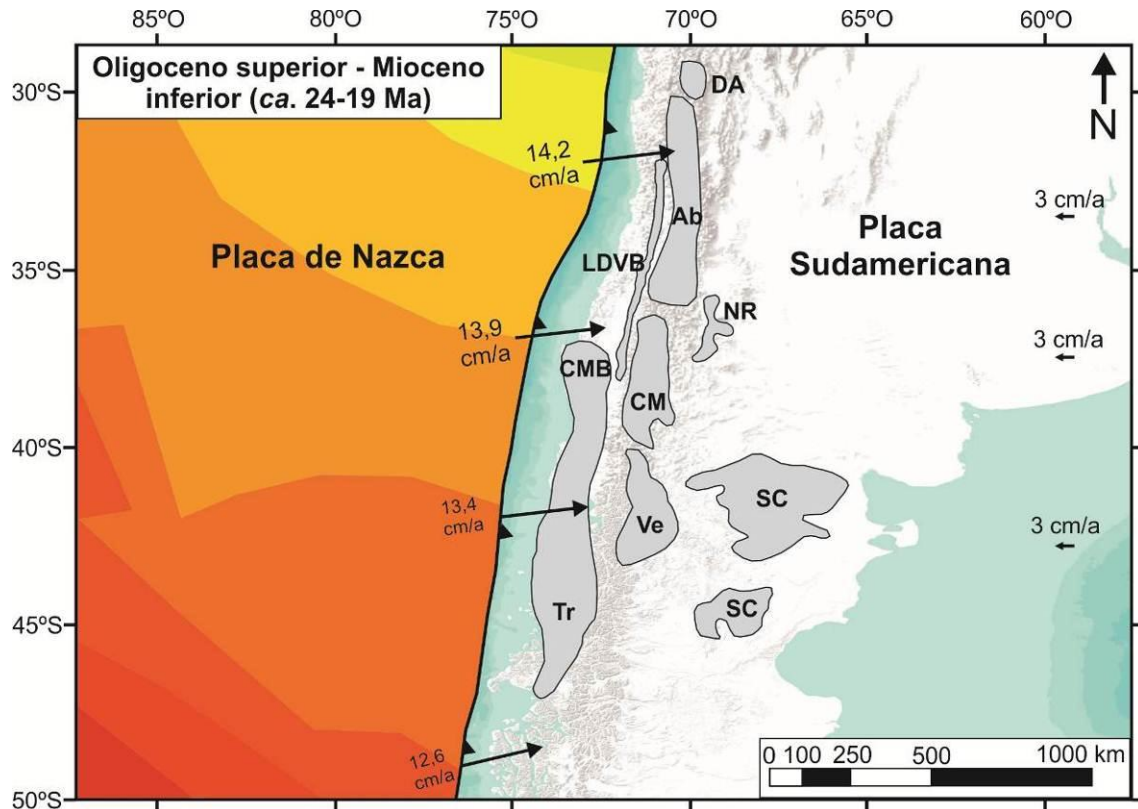


Fig. 4.16. Cuencas extensionales oligo-miocenas desarrolladas dentro de un contexto geodinámico de alta tasa de convergencia ortogonal entre las placas de Nazca y Sudamericana (Seton *et al.*, 2012; Somoza y Ghidella, 2012). Evidencias de extensión han sido documentadas en todas estas cuencas, la cual estaría asociada a una anomalía astenosférica que afectaría zonas ubicadas hasta a 1000 kilómetros al este de la zona de subducción. Las cuencas y sus leyendas son las mismas que en la Figura 4.1.

4.6. Conclusiones

Como conclusiones de este capítulo se pueden extraer la documentación de dos períodos de desestabilización de la cuña orogénica a las latitudes de la faja plegada y corrida de Malargüe. La primera ocurrió inmediatamente después de su primer período de estructuración, y estuvo restringida al sector interno de la faja plegada y corrida de Malargüe. La misma quedó registrada en una sucesión de rocas volcánicas y sedimentarias denominadas informalmente como Unidad Los Ángeles, cuya edad máxima de sedimentación de $67,1 \pm 1,3$ Ma permite su correlación con la base de la cuenca de Abanico, convirtiéndose en el primer registro de la misma al este del límite internacional a estas latitudes. Este colapso extensional tendría un alcance regional, registrándose evidencias de fallamiento extensional en el Paleoceno al oeste de la Cordillera del Viento, indicando que la falla El Fierro y una falla que transcurre paralela al Alto Río Neuquén podrían haber estado unidas, formando una cuenca de intra-arco única entre los $34^{\circ}30'$ y los 38°S . Esta primera fase de extensión se encontraría asociada a la subducción oblicua de la dorsal Farallones/Antártica entre los 80 y los 65 Ma y a la apertura de una ventana

astenosférica, cuya consecuencia serían fenómenos de extensión tanto en el antearco como en el arco, y la transgresión del Grupo Malargüe en el retroarco. Este período extensional estuvo asociado a un evento termal registrado a las latitudes de la cuenca de intra-arco cretácica superior a paleocena, el cual habría generado el emplazamiento de rocas volcánicas en la zona del retroarco, cuya signatura geoquímica indica una fuerte relación con la astenósfera.

Una segunda interrupción extensional habría sido identificada en la faja plegada y corrida de Malargüe, iniciándose en el Eoceno en la zona del arco, y migrando hacia el retroarco en el Oligoceno superior, sin afectar al sector medio de la faja. La misma habría generado la cuenca de Palaoco en el retroarco, en donde la presencia de estratos de crecimiento asociados a estructuras extensionales sería evidencia del desarrollo de esta cuenca entre los 23,5 y los 18,5 Ma. El proceso que habría generado este régimen extensional aún no está claro, aunque el mismo estaría asociado a altas velocidades de convergencia asociadas al empujamiento de la losa oceánica.

En la zona del arco, la falla El Fierro, reinterpretada como una falla normal cretácica superior, habría sido reactivada extensionalmente durante esta segunda fase extensional, alojando a los depósitos de la Formación Abanico. A través de la misma se habría invertido la cuenca de Abanico, cabalgando a los estratos mesozoicos de la cuenca Neuquina. De esta manera, la historia de esta falla sería compleja, representando una zona de debilidad cortical, en donde de modo más especulativo, se concentraría una reactivación extensional cuaternaria asociada a productos volcánicos ácidos y gran cantidad de sismicidad.

Por último, una sección estructural realizada entre el arco y el retroarco aproximadamente a los 36°S revelaría un acortamiento de 12,72 km, un número comparable con otras secciones realizadas en la zona, y mínimo debido a la falta de control estratigráfico en profundidad y a las altas exhumaciones en el sector interno. Los procesos tectónicos descritos en este capítulo serían responsables de la presencia de un alto de basamento en el centro de la faja de Malargüe y de depresiones en el basamento en sus extremos. En el sector central, debido a la ausencia de fallas normales previas, predominan las estructuras de piel gruesa generadas a partir de fallas nuevas, mientras que en la zona del arco y del retroarco, las rocas que rellenaron las depresiones en el basamento fueron expuestas en superficie a través de la inversión tectónica de fallas normales mesozoicas.

5. Discusión general

Las conclusiones que surgen de discusiones individuales de cada capítulo son integrados en esta sección con el objetivo de esbozar un cuadro de evolución tectónica y estructural de la faja de Malargüe. Esta será ejemplificada mediante una curva de subsidencia total del depocentro Río Grande (Fig. 5.1), calculada a partir de los espesores de los Cerros Mallines y Romanza (Tabla 4.1), y utilizando la sección estructural de la figura 4.14 que ilustra de manera esquemática las distintas fases que afectaron al sector sur de la faja, desde los inicios del ciclo Andino en el Triásico tardío (Fig. 5.2).

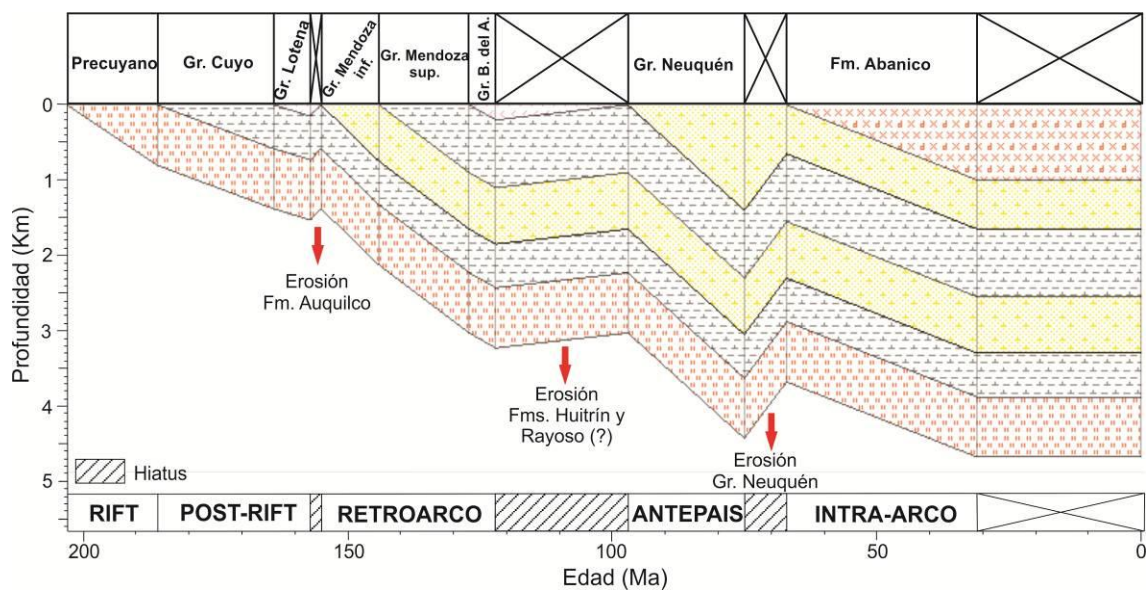


Figura 5.1. Curva de subsidencia total del depocentro Río Grande, calculada en el Cerro Mallines a partir de los espesores aflorantes en la zona, recopilados en la tabla 4.1. Esta curva muestra períodos de aceleración, desaceleración y reversión en el patrón de subsidencia, relacionada a los diferentes eventos tectónicos que afectaron al depocentro.

Así, en primer lugar, la zona habría estado sometida a una extensión generalizada que había comenzado en el Paleozoico tardío debido a un proceso de subducción con extensión detrás del arco, aunque entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano la misma se habría visto acrecentada debido al impacto de una pluma térmica, generando una cuenca de rift de corta duración con una orientación oblicua al margen continental (Figs. 5.1 y 5.2a). La misma estaría conformada por una serie de hemigrábenes aislados generados a partir de subsidencia mecánica (Fig. 5.1), los cuales a lo largo de la sección se encuentran representados por el depocentro Palaoco al este y el depocentro Río Grande al oeste (Fig. 5.2a).

Una vez disipado el efecto térmico de la pluma, la zona habría pasado a tener una dinámica de cuenca de retroarco dominada por subsidencia termal, dentro de la cual se acumularían una sucesión de depósitos marinos y continentales, cubriendo y transgrediendo la estructura extensional previa (Fig. 5.1 y 5.2b). La variación de espesores y la distribución de facies durante su depositación, entre el Jurásico temprano y el Cretácico temprano, mostrarían una profundización de la cuenca hacia el oeste (Fig. 5.2b), mientras que un evento discreto de erosión a fines del Oxfordiano y principios del Kimmeridgiense podría estar indicando un evento tectónico, seguido por un ligero incremento en la subsidencia (Fig. 5.1).

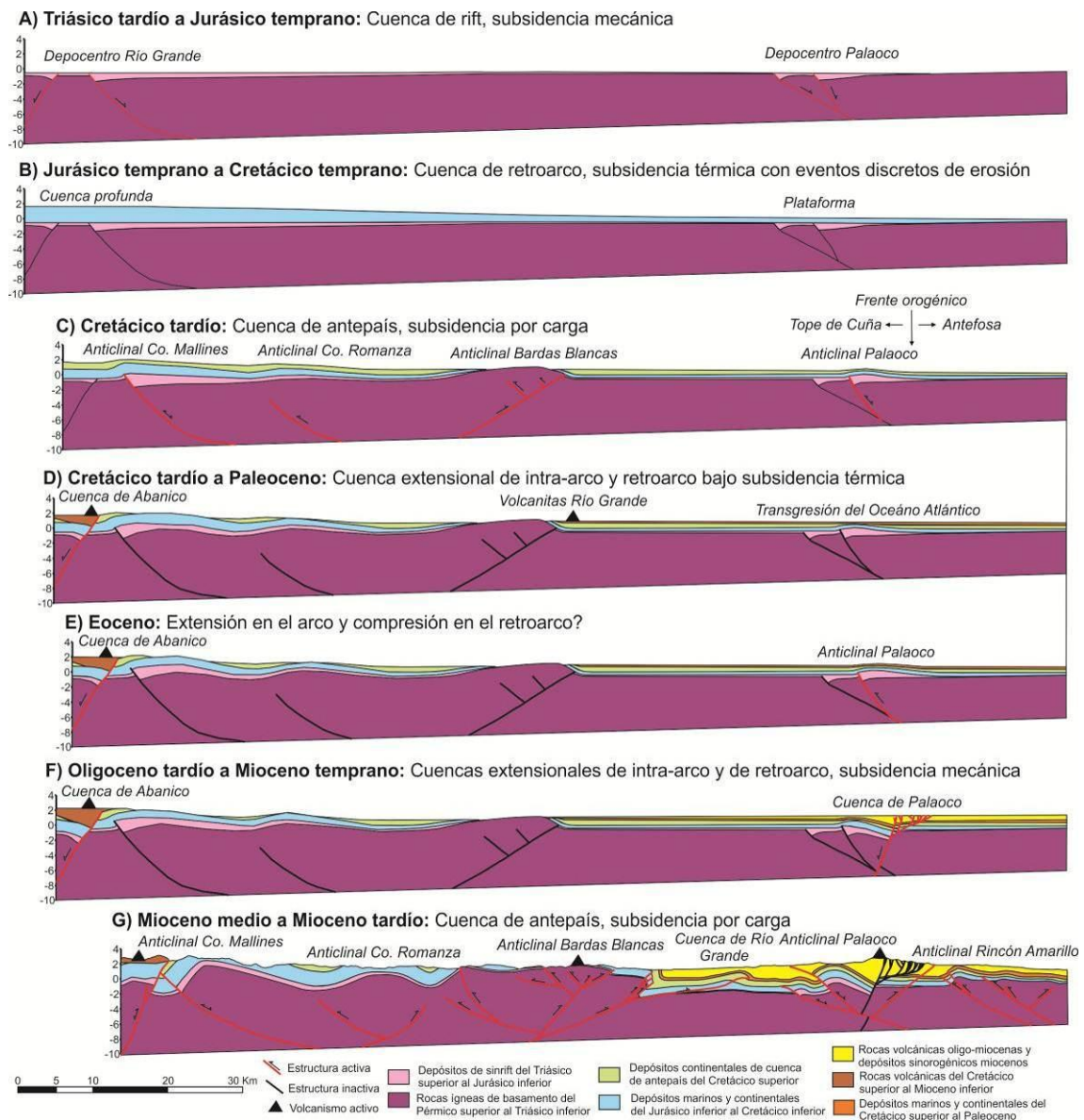


Figura 5.2. Evolución tectónica de la faja plegada y corrida de Malargüe, esquematizada a lo largo de una sección estructural de una transecta realizada a los 36°S entre el límite internacional y el frente orogénico a partir de los datos recabados en la presente tesis y datos previos (ver texto para más detalles).

En el Cretácico tardío el régimen de subducción cambia, pasando a ser compresivo debido a la aceleración de Sudamérica hacia el oeste, al mismo tiempo que su margen occidental se ve afectado por la colisión de dos dorsales sísmicas. Este pasaje se ve reflejado por un marcado evento de erosión y el cambio a una dinámica de acumulación de una cuenca de antepaís, dentro de la cual se empiezan a acumular detritos provenientes del levantamiento de los Proto-Andes (Fig. 5.1). Esta cuenca de antepaís tenía dos depozonas, las cuales se encontraban delimitadas por el frente orogénico, el cual se habría ubicado a la latitud del anticlinal de Palaoco en la sección. Desde el anticlinal de Palaoco hacia el oeste, procesos de sedimentación y de estructuración ocurrieron conjuntamente, generando geometrías de crecimiento y mayor acumulación de sedimentos en los sinclinales en la depozona de tope de cuña (Fig. 5.2c). En este sentido, los anticlinales Co. Mallines, Co. Romanza, Bardas Blancas y potencialmente Palaoco se habrían estructurado durante este período, siendo el nivel de exposición mayor en el anticlinal de Bardas Blancas, probablemente debido a que este último habría constituido ya un alto estructural durante el Jurásico temprano, y por ende estaba caracterizado por un menor espesor de sedimentos (Fig. 5.2c). Por otro lado, al este del anticlinal de Palaoco, la sedimentación habría ocurrido dentro de la antefosa (Fig. 5.2c), en donde la acumulación de detritos no habría sido obstaculizada por procesos de estructuración, al mismo tiempo que su espesor se vería disminuido gradualmente al hacer *onlap* contra el bulbo periférico, no reconocido en la zona.

Posteriormente, una desestabilización extensional localizada en la zona del arco habría interrumpido el desarrollo de la faja plegada y corrida de Malargüe entre el Cretácico tardío y el Paleoceno, exponiendo a la erosión a los depósitos de la cuenca de antepaís del Cretácico superior (Figs. 5.1 y 5.2d). El cambio en el régimen tectónico habría reactivado extensionalmente una falla previa en la zona del arco llevando a la apertura de una cuenca de intra-arco, al mismo tiempo que el Océano Atlántico transgredía sobre la zona del retroarco (Figs. 5.1 y 5.2d). Esta habría cubierto al anticlinal de Palaoco, aunque no habría podido superar la barrera topográfica generada por el anticlinal de Bardas Blancas (Fig. 5.2d). Sin embargo, hacia el sur se han registrado incursiones del Océano Atlántico hacia el sector interno del orógeno cretácico, lo que lleva a pensar que la apertura de la cuenca de intra-arco y esta transgresión podrían haber tenido un origen común. Como hipótesis, se ha propuesto la apertura de una ventana astenosférica debido a la subducción oblicua de una dorsal sísmica, la cual habría generado fenómenos de volcanismo en el arco y en el retroarco, alcanzando la zona del Río Grande (Fig. 5.2d).

Un capítulo poco conocido en la historia de la faja de Malargüe es el correspondiente al Eoceno (Fig. 5.2e), durante el cual la escasa acumulación de sedimentos ha llevado a proponer un régimen de subducción neutro para este período. Sin embargo, existen evidencias de extensión

en la zona del arco (cuenca de Abanico), y evidencias de compresión en el retroarco (anticlinal de Palaoco), con lo cual parece no haber un consenso sobre el régimen general de la faja durante el Eoceno (Figs. 5.1 y 5.2e). A nivel regional se registra una fase de deformación durante este período, por lo que más estudios son necesarios con el objeto de dilucidar lo que ocurría en este sector.

Durante el Oligoceno superior, se registra extensión generalizada en toda la faja, generándose la cuenca de Palaoco hacia el este, y reactivándose la cuenca de Abanico hacia el oeste (Fig. 5.2f). Las razones de esta extensión no son claras, ya que desde un punto de vista tectónico, se producen dentro de un marco de convergencia ortogonal acelerada y emplazamiento de grandes volúmenes de volcanismo máfico tanto en el arco como en el retroarco. Sin embargo, un escenario de retroceso de la trinchera y retracción de la losa podrían llegar a generar dicho contexto tectónico, aunque las causas de estos procesos no han sido abordadas hasta el momento.

El desarrollo de estas cuencas se habría mantenido hasta el Mioceno temprano, momento en el cual se produce la inversión de las mismas, conjuntamente con la reactivación compresiva de las fallas cretácicas y la generación de fallas nuevas (Fig. 5.2g). Esta migración de la deformación habría sido acompañada por la migración del arco volcánico hacia el antepaís, alcanzando al anticlinal de Palaoco hacia el Mioceno tardío, momento en el cual se registra una deformación fuera de secuencia en la zona del arco (Fig. 5.2g). El contexto geodinámico de estas migraciones habría sido el de la somerización de la losa oceánica en este sector, fenómeno que habría llegado a su fin a inicios del Cuaternario. Actualmente, la retracción de la losa sería la responsable de los procesos volcánicos y de extensión observados en la zona del arco y del retroarco.

De esta manera, la historia geológica de la faja plegada y corrida de Malargüe se ha visto enriquecida, mostrando la alternancia de períodos compresivos y extensionales desde los inicios del ciclo Andino, los cuales son responsables de la geología y la morfología de los Andes en este sector.

6. Conclusiones generales

A continuación se enumerarán las conclusiones principales a las que se arribó en cada capítulo, para luego llegar a una conclusión general de la tesis:

- 1) El inicio del ciclo Andino en el sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe fue fijado en el Jurásico inferior a través de la datación U-Pb SHRIMP de una dacita de la base del sinrift del depocentro Cara-Cura Reyes, arrojando una edad de $198,8 \pm 2,0$ Ma. En el caso de este depocentro, este período de rifting habría durado aproximadamente 5 millones de años, en los cuales se acumuló un espesor variable de material volcánico y volcanoclástico en hemigrábenes de orientación aproximadamente E-O e inclinación hacia el sur.
- 2) La dinámica extensional de la cuenca Neuquina en este sector habría cambiado alrededor de los $195,4 \pm 1,0$ Ma, edad obtenida a partir de una datación U-Pb SHRIMP en una toba intercalada dentro de una unidad netamente sedimentaria (Formación Remoredo). La misma se habría acumulado en una serie de hemigrábenes de orientación NNE, inclinación hacia el ONO y de mayores proporciones que los que alojaron a los términos basales del sinrift.
- 3) El cambio en la dinámica extensional respondería al pasaje de una cuenca de rift a una cuenca de retroarco, cada una respondiendo a un contexto tectónico particular. Luego de esta variación, un período dominado por subsidencia térmica y oscilaciones del nivel del mar habrían permitido la acumulación de grandes espesores de sedimentos, los cuales inicialmente habrían interactuado con un importante paleorelieve volcánico y estructural.
- 4) El inicio de la estructuración en la faja plegada y corrida de Malargüe estaría fijado en *ca.* 100 Ma, a través de una edad máxima de sedimentación obtenida con edades U-Pb en circones detríticos de la base de la secuencia continental, alojada en la cuenca de antepaís cretácica tardía.
- 5) Esta cuenca de antepaís constaba de dos sectores bien definidos, en donde los patrones de circulación de detritos habrían sido diferentes debido a su interacción con procesos de estructuración. Esta interacción se encuentra evidenciada por potenciales estratos de crecimiento, los que fueron reconocidos en las secciones proximales de algunos de los grandes anticlinales que componen a esta faja. El levantamiento de estas estructuras habría generado un patrón de circulación mixto, evidenciado a través del análisis de procedencia en circones, los que demuestran que el arco volcánico al oeste y las secciones expuestas dentro de la faja habrían sido el aporte principal para este sector, denominado tope de cuña. El segundo sector,

desarrollado en una zona con ausencia de estructuración denominada antefosa, habría tenido en primer lugar un aporte desde el arco volcánico al oeste, y luego desde el área cratónica al este, indicando un cambio de polaridad en la fuente principal de detritos.

6) El límite entre estos sectores pudo ser delimitado con relativa precisión, ya que el mismo coincide con la posición del frente orogénico cretácico, el cual fue definido en esta tesis aproximadamente a los $69^{\circ}30'O$ a estas latitudes. Esta propuesta abre como posibilidad que la deformación cretácica habría alcanzado el sector frontal de la faja plegada y corrida de Malargüe, en contraposición a propuestas previas.

7) La estructuración de esta faja se vio interrumpida entre el Cretácico tardío y el Paleoceno, intervalo acotado a partir de una edad máxima de sedimentación de $67,1 \pm 1,3$ Ma (U-Pb en circón), obtenida en una unidad correlacionable con la base de la cuenca de Abanico. Esta unidad corresponde a una sucesión de rocas volcánicas y sedimentarias con evidencias de depositación sinextensional, controlada por una falla de orientación N-S, cuyas características permiten su correlación con la falla El Fierro.

8) Luego de un período de baja acumulación de sedimentos, tiene lugar una relajación extensional de alcance regional en el Oligoceno tardío, generando la apertura de la cuenca de Palao en el retroarco, y la reactivación de la cuenca de Abanico en el arco. La presencia de estratos de crecimiento en rocas de edades entre 23,5 y 18,5 Ma y su asociación a estructuras extensionales, permiten restringir la actividad extensional en la faja plegada y corrida de Malargüe entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano.

9) La estructura de la faja plegada y corrida de Malargüe a lo largo de una transecta realizada a los $36^{\circ}S$ entre la zona del arco y del retroarco revelan un alto de basamento en el centro de la faja, mientras que en sus extremos el mismo se encuentra deprimido. De la misma manera, procesos de inversión tectónica serían los predominantes en sus extremos, mientras que en el sector central la generación de fallas nuevas sería la responsable del levantamiento de las estructuras de piel gruesa. La estructura observada a lo largo de la transecta representaría un acortamiento mínimo de 12,72 km, y estaría controlada por la presencia de estructuras extensionales previas.

10) La geodinámica ha demostrado ser una herramienta eficaz a la hora de enmarcar las observaciones dentro de un contexto tectónico. Las velocidades de convergencia y de movimiento de los continentes, la colisión de rasgos oceánicos y su orientación con respecto al margen y la dirección de la subducción han demostrado tener correlación con los procesos

geológicos descritos en la faja plegada y corrida de Malargüe. Procesos de deformación, volcanismo y sedimentación de alcance regional pueden ser explicados mediante modelos geodinámicos, enriqueciendo la evolución tectónica de los Andes a estas latitudes.

11) Por último, los datos aportados por esta tesis señalan que la historia geológica de la faja plegada y corrida de Malargüe tiene un grado de complejidad mayor que el que los modelos previos preveían. Una sucesión de períodos de estructuración y desestabilización ocurridos desde los inicios del ciclo Andino ligados a distintos procesos geodinámicos, serían responsables de los distintos ciclos sedimentarios, magmáticos y deformacionales que conllevaron a la fisionomía actual de la faja.

7. Bibliografía

Aguirre Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. y 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.

Álvarez Cerimedo, J., Orts, D.L., Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Bottesi, G. y Ramos, V.A., 2013. Mecanismos y fases de construcción orogénicos del frente oriental andino (36°S, Argentina). *Andean Geology*, 40 (3), 504-520.

Armas, P. y Sánchez, M.L., 2011. Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Anacleto y Allen (Cretácico Tardío) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology*, 38 (1), 119-155.

Armas, P., Moreno, C., Sánchez, M.L. y González, F., 2014. Sedimentary paleoenvironment, petrography, provenance and diagenetic inference of the Anacleto Formation in the Neuquén Basin, Late Cretaceous, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 53, 59-76.

Azcuy, C.L. y Caminos, R., 1987. Diastrofismo. En Archangelsky, S. (ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 239-251. Córdoba.

Balgord, E.A., y Carrapa, B. 2016. Basin evolution of Upper Cretaceous–Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research* 28(2), 183-206.

Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zucchi, H.E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas, *Serie Correlación Geológica*, 6, 319-345.

Barrio, C.A., 1990. Paleogeographic control of the Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 3, 31-49.

Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J., y Deckart, K., 2015. Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22 30–23 S), northern Chile. *Basin Research*, DOI: 10.1111/bre.12114.

Bastías, H., Tello, G., Perucca, L. y Paredes, J., 1993. Peligro sísmico y neotectónica. En Ramos, V.A. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza, *Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 645-658. Mendoza.

Bechis, F., Giambiagi, L. B., Lanés, S., García, V. y Tunik, M., 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 293-310.

Bechis, F., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E., y Tunik, M., 2010. Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 32(7), 886-899.

Bechis, F., Cristallini, E. O., Giambiagi, L. B., Yagupsky, D. L., Guzmán, C. G., y García, V. H. 2014a. Transtensional tectonics induced by oblique reactivation of previous lithospheric anisotropies during the Late Triassic to Early Jurassic rifting in the Neuquén basin: insights from analog models. *Journal of Geodynamics*, 79, 1-17.

Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V.A., 2014b. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41°-43°S): Paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 52, 72-93.

Benedini, L., y Gregori, D. 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 259-277.

Benedini, L., Gregori, D., Strazzere, L., Falco, J. I., y Dristas, J. A., 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 1-19.

Bermúdez, A., D. Delpino, F. Fery y A. Saal, 1993. Basaltos de retroarco extraandinos. En Ramos, V.A. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza, *Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 161 - 172. Mendoza.

Bettini, F.H., Pombo, R.A., Mombru, C.A. y Uliana, M.A., 1978. Consideraciones sobre el diastrófismo andino en la vertiente oriental de la cordillera principal entre los 34°30' y los 37° de latitud sur. *VII Congreso Geológico Argentino*, Actas 1, 671-683. Neuquén.

- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S. y Foudoulis, C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205, 115-140.
- Boll, A., Alonso, J., Fuentes, F., Vergara, M., Laffitte, G. y Villar, H.J., 2014. Factores controlantes de las acumulaciones de hidrocarburos en el sector norte de la cuenca neuquina, entre los ríos Diamante y Salado, provincia de Mendoza, Argentina. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: trabajos técnicos*, Actas 1, 3-44, Mendoza.
- Boyden, J. A., Müller, R. D., Gurnis, M., Torsvik, T. H., Clark, J. A., Turner, M. y Cannon, J. S., 2011. Next-generation plate-tectonic reconstructions using GPlates. *Geoinformatics: cyberinfrastructure for the solid earth sciences*, 9, 5-114.
- Bracaccini, O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2), 275-284.
- Branellec, M., Niviere, B., Callot, J. P., y Ringenbach, J. C., 2016. Mechanisms of basin contraction and reactivation in the basement-involved Malargüe fold-and-thrust belt, Central Andes (34–36° S). *Geological Magazine*, DOI:10.1017/S0016756816000315.
- Bressan, G. S., Kietzmann, D. A., y Palma, R. M., 2013. Facies analysis of a Toarcian–Bajocian shallow marine/coastal succession (Bardas Blancas Formation) in northern Neuquén Basin, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 112-126.
- Breitsprecher, K., y Thorkelson, D. J., 2009. Neogene kinematic history of Nazca–Antarctic–Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 464(1), 10-20.
- Burgess, P. M., Flint, S., y Johnson, S., 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: an example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 112(11), 1650-1666.

Burns, W. M., Jordan, T. E., Copeland, P., y Kelley, S. A., 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36–38 S). *Geological Society of America Special Papers*, 407, 163-184.

de la Cal, H., Lajoinie, M.F., Páez, G. y Feinstein, E., 2014. Nuevos aportes al conocimiento del ciclo Precuyano en el subsuelo del sur de Mendoza: yacimiento Cajón de los Caballos, cuenca Neuquina, Argentina. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: trabajos técnicos*, Actas 2, 319-336. Mendoza.

Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., y Martínez, R., 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, O., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén, Relatorio del VXIII Congreso Geológico Argentino*, 63-76. Neuquén.

Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., y Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10), 875-878.

Cawood, P.A., Strachan, R.A., Pisarevsky, S.A., Gladkochub, D. P., y Murphy, J.B., 2016. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 118-126.

Cazau, L. y Uliana, M., 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. Vº *Congreso Geológico Argentino*, Actas 3, 131–163. Córdoba.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C. y Novacek, M.J., 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5), 393-422.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodriguez, M., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En: Moreno, T. y Gibbons, W., (Eds.) *The Geology of Chile, The Geological Society of London*, 21-114.

Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O., 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. *Gondwana Research*, 7(4), 1105-1116.

Chiachiarrelli, F., 2013. Geología del sector central de la sierra de Cara Cura, Provincia de Mendoza, Argentina. *Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita)*, 120 p., Buenos Aires.

Coney, P.J. y Evenchick, 1994. Consolidation of the American Cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3/4), 241-262.

Cobbold, P.R. y Rosello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 429-443.

Compston, W., Williams, I.S. y Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, B525-B534.

Cox, K.G., 1992. Karoo igneous activity and the early stages of the break-up of Gondwanaland. En Storey, B.C., Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (Eds) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geological Society of London, Special Publication*, 68, 137-148.

Cristallini, E., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R., 2006. Synrift geometry of the Neuquén basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. *Geological Society of America Special Papers*, 407, 147-161.

Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J. M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O., 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 248-264.

Cuerda, A.J., Schauer, O.C. y Sunesen, A., 1981. Afloramientos fosilíferos de la Formación Aluminé, en el sector de Rahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36, 329-332.

- Davidson, J. 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de las Nacientes del Teno, Curicó, Chile. *Memoria de Título, Universidad de Chile*, 160 p., Santiago.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin research* 8(2), 105-123.
- De la Cruz, R. y Suarez, M., 1996. El Jurásico de la Cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39 S). *Andean Geology*, 24(1), 3-24.
- D'Elia, L. y Martí, J., 2013. Caldera events in a rift depocentre: an example from the Jurassic Neuquén basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 170(4), 571-584.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R. y Bilmes, A., 2012a. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean geology*, 39(1), 106-132.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R. y Lopez, L., 2012b. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology*, 39(1), 133-157.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M. y Muravchik, M., 2015. Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: Tectono-stratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 42-57.
- Dicarlo, D.J. y Cristallini, E., 2007. Estructura de la margen Norte del Río Grande, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2), 187-199.
- Dickinson, W.R. y Snyder, W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. *Geological Society of America Memoirs*, 151, 355-366.
- Dickinson, W.R. y Gehrels, G.E., 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 115-125.

- Di Giulio, A., Ronchi A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A., 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology*, 40, 559-562.
- Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*, 439-506. Córdoba.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A., 1975. Plano geológico de la provincia del Neuquén, escala 1:500.000. *IIº Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, Actas 4, 69-93. Buenos Aires.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. *IIº Simposio de Geología Regional Argentina*, Actas 2, 985-1032. Córdoba.
- Dimieri, L.V. y Turienzo, M.M., 2012. Comment on: "Fault inversion vs. new thrust generation: a case study in the Malargüe fold-and thrust belt, Andes of Argentina" by JF Mescua and LB Giambiagi. *Journal of Structural Geology*, 42, 279-282.
- Dyhr, C.T., Holm, P.M., Llambías, E.J. y Scherstén, A., 2013a. Subduction controls on Miocene back-arc lavas from Sierra de Huantraico and La Matancilla and new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from the Mendoza Region, Argentina. *Lithos*, 179, 67-83.
- Dyhr, C.T., Holm, P.M., y Llambías, E.J., 2013b. Geochemical constraints on the relationship between the Miocene–Pliocene volcanism and tectonics in the Palaoco and Fortunoso volcanic fields, Mendoza Region, Argentina: New insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, Sr–Nd–Pb isotopes and trace elements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 50-68.
- Dott, R.H., 1964. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 625-632.
- Drosina, M., Barredo, S., Giambiagi, L. y Barbarich, A., 2011. La secuencia precuyana en la sierra de Cara Cura, Mendoza. Características y posibilidades como roca reservorio. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas, 169-189

Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°–44° S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics*, 677, 99–114.

Encinas, A., Pérez, F., Nielsen, S.N., Finger, K.L., Valencia, V., y Duhart, P., 2014. Geochronologic and paleontologic evidence for a Pacific-Atlantic connection during the late Oligocene–early Miocene in the Patagonian Andes (43–44°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 1–18.

Encinas, A., Folguera, A., Oliveros, V., Del Mauro, L.D.G., Tapia, F., Rizzo, R., Hervé, F., Finger, K.L., Valencia, V.A., Gianni, G. y Álvarez, O., 2015. Late Oligocene–early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile: Implications for the tectonic development of the North Patagonian Andes. *Geological Society of America Bulletin*, DOI: 10.1130/B31303.1.

Escayola, M.P., Pimentel, M.M. y Armstrong, R., 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U–Pb and Sm–Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35, 495–498.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. y Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29, TC3006, DOI: 10.1029/2009TC002480

Fedo, C.M., Sircombe, K.N. y Rainbird, R.H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. En Hancher J.M. y Hoskin P.W.O. (Eds.) *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 277–303.

Flynn, J. J., Charrier, R., Croft, D. A., Gans, P. B., Herriott, T. M., Wertheim, J. A. y 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.

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. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 4, 531–546.

Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L. y Naranjo, J., 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37–38° S): Evidence of strike-slip displacement along the Antifurco-Copahue fault zone. *Tectonics*, 23, TC5008, DOI: 10.1029/2003TC001533.

Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V. A., 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. *Geological Society of America Special Papers*, 407, 267-285.

Folguera, A., Ramos, V. A., Zapata, T., y Spagnuolo, M. G., 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36° 30'–37° S). *Journal of Geodynamics*, 44(3), 129-148.

Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T. y Ramos, V.A., 2008. Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tremen volcanic plateau, Southern Central Andes (36° 40'–37° 30' S). *Tectonophysics*, 459(1), 140-160.

Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V.A., 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael block (34°–35° 30' S), southern Central Andes: occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and geothermal Research*, 186(3), 169-185.

Folguera, A., Rojas Vera, E.A., Bottesi, G., Zamora Valcarce, G., y Ramos, V.A., 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics*, 49(5), 287-295.

Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Rojas Vera, E.A. y Ramos, V.A., 2015. Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 381-398.

Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M.C., Orts, D.L. y Giambiagi, L., 2016. An introduction to the Southern Andes (33-50°S): Book Structure. En Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M.C., Orts, D.L. y Giambiagi, L. (Eds.) *Growth of the Southern Andes*, *Springer Earth System Sciences*, DOI 10.1007/978-3-319-23060-3_1.

Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I.B.A. y Meinert, L., 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazon region and other late Cretaceous to early tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquen Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (5), 399-421.

Franzese, J.R. y Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(3), 257-270.

Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez-Pérez, I., 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 163(4), 707-721.

Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, M.D., y D Elía, L., 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista geológica de Chile*, 34(1), 49-62.

Franzese, J.R., D'Elia, L., Bilmes, A., Muravchik, M. y Hernández, M., 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. *Andean geology*, 38(2), 319-334.

Freije, H., Azúa, G., González, R., Ponce, J.J. y Zavala, 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. *Vº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas, 1-17, Mar del Plata.

Freytes, E., 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfirítica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de la Pampa. *Informe parcial preliminar (inédito)*, YPF.

Fuentes, F., Horton, B.K., Starck, D. y Boll, A., 2016. Structure and tectonic evolution of hybrid thick- and thin-skinned systems in the Malargüe fold –thrust belt, Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine*, DOI:10.1017/S0016756816000583.

Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129, 93-131.

Galarza, B.J., Zamora Valcarce, G., Folguera, A. y 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.

García Morabito, E. y 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.

Garrido, A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 12(2), 121-177.

Gehrels, G., Valencia, V. y Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(3), Q03017, DOI: 10.1029/2007GC001805

Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A.H., 2008a. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics*, 459, 123-139.

Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J. y Mescua, J., 2008b. Formación y evolución Triásico-Jurásica del depocentro Atuel, cuenca Neuquina, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4), 520-533.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., y Bottesi, G. 2009a. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36° S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 140-153.

Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P., y Drosina, M. 2009b. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 278-292.

Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A. y Hoke, G., 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Geological Society of America Bulletin*, 124 (7-8), 1339-1351.

Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E y Tapia, F., 2015. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33° 40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society of London, Special Publications*, 399(1), 63-82.

Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Gimenez, M., 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics*, 649, 81-99.

Gillis, R. J., Horton, B. K. y Grove, M., 2006. Thermochronology, geochronology, and upper crustal structure of the Cordillera Real: Implications for Cenozoic exhumation of the central Andean plateau. *Tectonics*, 25, TC6007, DOI:10.1029/2005TC001887.

Godoy, E., Yáñez, G., y Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306 (2), 217-236.

Godoy, E., 2012. Sobre el variable marco geotectónico de las formaciones Abanico y Farellones y sus equivalentes al sur de los 35 LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(4), 570-577.

González Díaz, E.F., 1979. Descripción geológica a escala 1:200.000 de la hoja 31d, La Matancilla. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, Carta Geológico-Económica de la República Argentina*, 173, 1-96.

Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 58, 1-109.

Groeber, P., 1933. Descripción geológica de la Hoja 31c, confluencia de los río Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología*, 38, 1-72.

Groeber, P., 1937. Hoja geológica 30c, Puntilla de Huincán, Prov. de Mendoza. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito)*.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal. *Sociedad Geológica Argentina, Revista* 1(3), 117-208. *Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones* 1, 1-174.

Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3, Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar-co y parte de Epu Lauken, 4 Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Sociedad Geológica Argentina, Revista* 2(4), 347-433.

Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. *Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista (Ciencias Geológicas)* 1(5), 1-352.

Groeber, P., Stipanovic, P. y Mingramm, A., 1953. Jurásico. Geografía de la República Argentina. *Sociedad argentina Estratigrafía y geografía GAEA*, 2 (1), 143 - 347.

Gulisano, C., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. *VIII° Congreso Geológico Argentino, Actas* 3, 579-592.

Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R., 1984. Análisis estratigráfico de intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta-Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. *IX° Congreso Geológico Argentino, Actas* 1, 221-235.

Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R., 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin. Field Guide. *Asociación Geológica Argentina, Series E*, 1-111.

Gust, D., Biddle, K., Phelps, D. y Uliana, M., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, 116, 223-253.

Hervé, F., Pankhurst, R.J., Drake, R. y Beck, M.E., 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.

Heuret, A. y Lallemand, S., 2005, Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149(1), 31-51.

Hildreth, W., Godoy, E., Fierstein, J. y Singer, B., 2010. Laguna del Maule Volcanic field: eruptive history of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean range crest in central Chile. *Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile*, 63, 1-142.

Horton, B.K. y Fuentes, F., 2016. Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology*, 44(8), 647-650.

Horton, B.K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramírez, S.G. y Stockli, D.F., 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 17-40.

Iglesia Llanos, M.P. y Prezzi, C.B., 2013. The role of true polar wander on the Jurassic palaeoclimate. *International Journal of Earth Sciences*, 102(3), 745-759.

Jara, P. y Charrier, R., 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean geology*, 41(1), 174-209.

Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., y 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.

Kay, S. M. y Copeland, P., 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. *Geological Society of America Special Papers*, 407, 185-213.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17(4), 324-328.

Kay, S. M., Godoy, E., y Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 67-88.

Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 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)*, *Geological Society of America*, Special Paper 407, 19-60.

Kay, S.M., Ardolino, A.A., Gorrington, M.L. y Ramos, V.A., 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology*, 48(1), 43-77.

Keidel, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. *Academia Nacional de Ciencias*, 25, 239-368.

Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A., 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 235-256.

Lallemand, S., Heuret, A. y Boutellier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9), Q09006, DOI:10.1029/2005GC000917.

Lamb, S. y Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425, 792-797.

Lanés, S., 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: tectosedimentary evolution of the first transgression. *Geologica Acta*, 3(2), 81-106.

Lanés, S., y Palma, R.M., 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140(1), 357-366.

Lanés, S. y Salani, F.M., 1998. Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclastitas de la Formación Remoredo (Jurásico Temprano), Argentina (35°30'S-70°15'W). *Revista geológica de Chile*, 25(2), 141-152.

Lanés, S., Giambiagi, L., Bechis, F. y Tunik, M., 2008. Late Triassic-Early Jurassic successions of the Atuel depocenter: sequence stratigraphy and tectonic controls. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 534-548.

Lanés, S., Gnaedinger, S.C., Zavattieri, A.M. y Lezama, L., 2013. Sedimentary paleoenvironment and fossil plants of the El freno formation (Early Jurassic) in Las leñas valley, Neuquén basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(4), 465-476.

Leanza, A.F., 1947. Sobre un posible control estratigráfico en los yacimientos petrolíferos del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina*, 2(1), 5-12.

Leanza H., 1981. Formas de ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (Eds.) Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, *Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico*, 2, 559 - 597.

Leanza, H., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11(2), 145-184.

Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi, J.C., 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° L.S., Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(3), 190-208.

Leanza, H.A., Apesteguía, S., Novas, F.E. y De La Fuente, M.S., 2004. Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretaceous Research*, 25, 61-87.

Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior–Terciario inferior). En Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, *Serie Correlación Geológica*, 6, 221–243.

Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En McDonald, D.I.M. (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy, IAS Spec. Publ.*, 12, 429-450.

Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 303–330.

Legarreta, L., Kokogian, A.A., Boggetti, A.D., Kozloski, E., Cruz, C.E. y Rebay, G., 1985. Sierra de Palauco. Estratigrafía y estructura, provincia de Mendoza. *Reporte inédito*, 103 p., YPF.

Litvak, V. D., Poma, S. y Kay, S. M., 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: New perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(2), 117-137.

Litvak, V. D., Spagnuolo, M. G., Folguera, A., Poma, S., Jones, R. E. y Ramos, V. A., 2015. Late Cenozoic calc-alkaline volcanism over the Payenia shallow subduction zone, South-Central Andean back-arc (34° 30'–37° S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 365-380.

Llambías, E.J. y Leanza, H.A., 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén. Evidencia de volcanismo jurásico en la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(3), 552-558.

Llambías, E.J. y Aragón, E., 2011. Volcanismo Paleógeno. En Leanza, H.A., Arregui, O., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.) *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, 265-274.

Llambías, E.J., Quenardelle, S. y Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4), 243-257.

Llambías, E.J., Sato, A.M. y Basei, M.A., 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido Malargüe: evolución magmática y tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(3), 567-578.

Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O., 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37 05'S-37 15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2), 217-235.

Lopez-Escobar, L. y Vergara, M., 1997. Eocene-Miocene longitudinal depression and Quaternary volcanism in the Southern Andes, Chile (33-42.5°S): a geochemical comparison. *Revista Geológica de Chile*, 24(2), 227-244.

Ludwig, K.R., 2008. User's manual for Isoplot 3.6: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4, 1-77.

Manceda, R. y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 62, 369 - 382.

Manceda, R., Bolatti, N.D. y Manoni, R. 1992. Modelo estructural para la zona de Bardas Blancas. *Boletín de información Petrolera*. Tercera Época, 9(31): 32-103, Buenos Aires.

Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A. y Quevedo, L., 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*, 32, DOI:10.1002/tect.20067

Martínez, A. y Giambiagi, L., 2010. Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choiyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina. *Trabajos de Geología*, 30, 432-451.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Deckart, K., y Charrier, R., 2016. Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes "Pampean" flat-slab segment in northern Chile (27 - 29°S). *Tectonophysics*, 667, 144-162.

Méndez, V., Zappettini, E y Zanettini, J.C., 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. *Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico*, 23, 1-190.

Mescua, J.F., y Giambiagi, L.B., 2012. Fault inversion vs. new thrust generation: A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina. *Journal of Structural Geology*, 35, 51-63.

Mescua, J.F., Giambiagi, L. y Bechis, F., 2012. Reply to LV Dimieri and MM Turienzo, 2012 comment on: "Fault inversion vs. new thrust generation: A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina" by J. F. Mescua and L. B. Giambiagi, *Journal of structural geology* 35 (2012) 51–63. *Journal of Structural Geology*, 42, 283-287.

Mescua, J.F., Giambiagi, L.B. y 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(1), 102-116.

Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Tassara, A., Gimenez, M. y Ramos, V.A., 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35° S, Andes of Argentina. *Geosphere*, 10(3), 585-609.

Mescua, J.F., Giambiagi, L., Barrionuevo, M., Tassara, A., Mardonez, D., Mazzitelli, M. y Lossada, A., 2016. Basement composition and basin geometry controls on upper-crustal deformation in the Southern Central Andes (30-36°S). *Geological Magazine*, DOI: 10.1017/S0016756816000364.

Mosolf, J.G., 2013. Stratigraphy, structure, and geochronology of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Andean tectonics. Tesis doctoral, Universidad de Santa Barbara, California.

Mosquera, A. y Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *Geological Society of America Special Papers*, 407, 97-123.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., Cañas, M.T. y Reinemud, J.A. (Eds.) *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Science Series*, 11, 59–90

Mpodozis, C. y Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin*, 104, 999-1014.

Mpodozis, C. 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.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. y Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399 (1-4), 125-154.

Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J. y Cannon, J., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44(1), 107-138.

Muñizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M. y Snelling, N., 1988. Geochronology of the granitoids of the Andean lake region (39°-42°S lat) South Central Chile, Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 309-316.

Muñoz, J. y Niemeyer, H., 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile 64, 1-98.

Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y 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, 177-203.

Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A. y Franzese, J.R., 2011. Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precuyano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 238(1), 132-144.

Muravchik, M., Bilmes, A., D'Elia, L. y Franzese, J.R., 2014. Alluvial fan deposition along a rift depocentre border from the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 301, 70-89.

Naipauer, M. y Ramos, V.A., 2016. Changes in Source Areas at Neuquén Basin: Mesozoic Evolution and Tectonic Setting Based on U–Pb Ages on Zircons. En Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M.C., Orts, D.L. y Giambiagi, L. (Eds.) Growth of the Southern Andes, *Springer Earth System Sciences*, DOI 10.1007/978-3-319-23060-3_3.

Naipauer, M., Vujovich, G.I., Cingolani, C.A. y McClelland, W.C., 2010. Detrital Zircon analysis from the Norproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania Terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina. Evidences of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences*, 29 (2), 306-326.

Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J.C., Tunik, M., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.P. y Ramos, V.A., 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics*, 524-525, 59-75.

Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J., Farías, M., Pimentel, M. M. y Ramos, V. A., 2015. Detrital and volcanic zircon U–Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 434-451.

Naipauer, M., Rubilar, A., Hoqui, M. y Aguirre-Urreta, B., 2016. Nuevo registro fosilífero de la Formación La Manga, sector sudoccidental de la Sierra de la Cara Cura, Mendoza. VIº Simposio Argentino del Jurásico, Actas, 26.

Naranjo, J.A. y Haller, M.J., 2002. Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35° 15'S). *Revista geológica de Chile*, 29(1), 93-113.

Narciso, V., Santamaria, G. y Zanettini, J.C., 2004. Hoja Geológica 3769 – I Barrancas. Programa Nacional de Cartas geológicas de la República Argentina a escala 1:250.000. *Boletín del SEGEMAR*, 253, 1-49.

Navarrete, C., Gianni, G., Echaurren, A., Kingler, F.L. y Folguera, A., 2016. Episodic Jurassic to Lower Cretaceous intraplate compression in Central Patagonia during Gondwana breakup. *Journal of Geodynamics*, 102, 185-201.

Nelson, E.P. y Forsythe, R.D., 1989. Ridge collision at convergent margins: implications for Archean and post-Archean crustal growth. *Tectonophysics*, 161, 307-315.

Niemeyer, H., y J. Mufioz, 1983. Hoja Laguna de la Laja, Region del Bio Bio. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile 57, 1-52.

Nullo, F. E., Stephens, G., Otamendi, J., y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 119-132.

Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A., Dmieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. y Zanettini, J.C., 2005. Hoja Geológica 3569-III Malargüe. Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:250.000. *Boletín del SEGEMAR*, 346, 1-85.

O'Driscoll, L.J., Richards, M.A. y Humphreys, E.D., 2012. Nazca–South America interactions and the late Eocene–late Oligocene flat-slab episode in the central Andes. *Tectonics*, 31, TC2013, DOI:10.1029/2011TC003036.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., y Schemann, K., 2006. Deformation of the Central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models. En Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R. y Wigger, P. (Eds.) *The Andes, Springer Berlin Heidelberg*, 22, 3-27.

Olsen, P.E. 1997. Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana rift system. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 25, 337-401.

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 Meeting, Abstracts with programs*, 5, 65.

Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M. y Ramos, V.A. 2012a. Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (~36°S). *Andean Geology*, 39(2), 220-241.

Orts, D. L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J. y Ramos, V.A., 2012b. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S). *Tectonics*, 31, TC3012, DOI:10.1029/2011TC003084.

Pananont, P., Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T.E. y Brown, L.D. 2004. Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Tectonics*, 23, TC6007, DOI:10.1029/2003TC001595.

Pángaro, F., Pereira, M. y Giorgetti, M., 2004. Relevamiento geológico del Precuyano en las Sas. de Reyes y Cara Cura, provincia de Mendoza, Argentina. *Informe inédito Repsol-YPF*, 1-19.

Pángaro, F., Pereira, M. y Giorgetti, M., 2006a. Volcanic reservoirs of the Precuyano, Neuquen Basin, Argentina: Extrapolation of Surface Analogs to Seismic and Log Interpretation. *IX° Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, Actas, 11 pp.

Pángaro, F., Pereira, M., Raggio, F., Pioli, O., Silvestro, J.L., Zubiri, M., Gozalvez, G., 2006b. Tectonic inversion of the Huincul High, Neuquen Basin, Argentina: An endangered species. Stratigraphic evidences of It's Disappearance. *IX° Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, Actas, 9 pp.

Pángaro, F., Pereira, D. y Micucci, E., 2009. El sinrift de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 265-277.

Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 23-36.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5), 605-625.

Periale, S., Haring, C., Olivieri, G., Guerello, R. y Simonetto, L., 2014. Exploración en áreas productivas maduras. Malargüe: Nueva etapa exploratoria. Cuenca Neuquina, Argentina. *IX° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: trabajos técnicos*, Actas 2, 1-22.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R., 1987. *Sand and sandstones*, 2nd edn. Springer, New York.

Piquer, J., Castelli, J. C., Charrier, R., y Yáñez, G., 2010. El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean geology*, 37(1), 32-53.

Pose, F., 2007. Geología de la Región de las Nacientes del Río Barrancas, provincias de Mendoza y Neuquén. Tesis final de Licenciatura (inédito). UBA.

Quevedo, L., Hansra, B., Morra, G., Butterworth, N. y Müller, R.D., 2013. Oblique mid ocean ridge subduction modelling with the parallel fast multipole boundary element method. *Computational Mechanics*, 51(4), 455-463.

Radic, J.P., Alvarez, P., y Rojas, L., 2005. Tectonostratigraphic evolution of the Arauco-Itata fore-arc basin, central Chile. *6th International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG)*, Extended Abstracts, 586-587.

Radic, J.P., Alvarez, P., Rojas, L., Czollak, C., Parada, R. y Ortiz, V., 2009. La Cuenca de Valdivia como parte del sistema de antearco de la plataforma continental de Chile central entre los 36° y 40°S. *XII° Congreso Geológico Chileno*, S10-032.

Radic, J.P., 2010, Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39° S). *Andean geology*, 37 (1), 220-246.

Ramos, V.A., 1978. Estructura. En Roller, E.O. (Ed.) Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén, *VII° Congreso Geológico Argentino* (Neuquén), Relatorio, 9-24.

Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. *Servicio Geológico Nacional*, Boletín 182, 1-103.

Ramos, V.A., 1999a. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3), 183–190.

Ramos, V.A., 1999b. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En Caminos, R. (Ed.) Geología Argentina. *Instituto de Geología y Recursos Minerales*, Anales 29(3), 41-96.

Ramos, V.A., 2010. The Grenvillian-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 77-91.

Ramos, V.A. y Barbieri, M., 1988. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2), 210–223.

Ramos, V.A. y Alemán, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. En Milani, E.J. y Thomaz Filho, A. (Eds.) Tectonic evolution of South America, *International Geological Congress*, 31, 635-685.

Ramos, V.A. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (Eds.) The Neuquén Basin, Argentina: A case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics, *Geological Society of London Special Publications*, 252, 15-35.

Ramos, V.A. y Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35–39 S latitude). *Geological Society of America Special Papers*, 407, 1-17.

Ramos, V.A. y Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. En Murphy, J.B., Keppie, J.D. y Hynes, A.J. (Eds.) Ancient Orogens and Modern Analogues, *Geological Society of London Special Publications*, 327, 31-54.

Ramos, V.A. y Folguera, A., 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 53-64.

Ramos, V.A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J. M. y Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6), 855-880.

Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36 S latitude). *Tectonophysics*, 259(1), 185-200.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 59-78.

Ramos, V.A., Vujovich, G.I., Martino, R. y Otamendi, J., 2010a. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50, 243-255.

Ramos, V.A., García Morabito, E., Hervé, F. y Fanning, C.M., 2010b. Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constrains from U-Pb/SHRIMP ages from detrital zircons. *International Geological Congress on the Southern Hemisphere, Bollettino de Geofisica*, 51, 42-44.

Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E., 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En Leanza, H.A., Arregui, O., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.) *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, 335-348.

Ramos, M.E., Folguera, A., Fennell, L.M., Giménez, M., Litvak, V.D., Dzierma, Y., y Ramos, V.A., 2014, Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39–40° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 59-75.

Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. y Spagnuolo, M., 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34°-37°SL). *Geoscience Frontiers*, 5, 351-367.

Rapela, C., y Llambías, E., 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. *Relatorio IVº Congreso Geológico Chileno*, 4, 458-488.

Rapela, C.W. y Kay, S. 1988. The Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, 11, 175-182.

Rapela, C.W., Spalletti, L.A. y Merodio, J.C., 1983. Evolución magmática y geotectónica de la Serie Andesítica andina (Paleoceno-Eoceno) en la cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38, 469-484.

Rapela, C.W., Dias, G.F., Franzese, J.R., Alonso, G. y Benvenuto, A.R., 1991. El Batollito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triasico-Jurasico asociado a fallas transcurrentes. *Andean Geology*, 18(2), 121-138.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Herve, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. *Geological Society of London Special Publications*, 246(1), 217-239.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, M.C., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata cratón and the assembly of SW Gondwana. *Earth-science reviews*, 83, 49-82.

del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C. y Martínez, F., 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172-181.

Riba, O. 1973. Las discordancias sintetónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta geológica hispánica*, 8(3), 90-99.

Riccardi, A., 1984. Las asociaciones de amonites del Jurásico y Cretácico de la Argentina. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 4, 559-595.

Riccardi, A.C. y Iglesia Llanos, M.P., 1999. Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3), 298-300.

Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S., Iglesia Llanos, M. P. y Stipanovic, P.N., 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(2), 228-234.

Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P. y 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), 279-294.

Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G.L. y Ramos, V.A., 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics*, 73, 34-52.

Rojas Vera, E.A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T.P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D. y Ramos, V.A., 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 418-433.

Sagripanti, L., Bottesi, G., Naipauer, M., Folguera, A. y Ramos, V.A., 2011. U/Pb ages on detrital zircons in the southern central Andes Neogene foreland (36°-37°S): Constraints on Andean exhumation. *Journal of South American Earth Sciences*, 32 (4), 555-566.

Sagripanti, L., Bottesi, G., Kietzmann, D., Folguera, A. y Ramos, V.A., 2012. Mountain building processes at the orogenic front. A study of the unroofing in Neogene foreland sequence (37°S). *Andean Geology*, 39 (2), 201-219.

Sagripanti, L., Aguirre-Urreta, B., Folguera, A. y Ramos, V.A., 2013. The Neocomian of Chachahuén (Mendoza, Argentina): evidence of a broken foreland associated with the Payenia flat-slab. En Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G.D. y Farías, M. (Eds.) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, *Geological Society of London Special Publications*, 399, DOI: 10.1144/SP399.9

Sagripanti, L., Folguera, A., Giménez, M., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennell, L.M. y Ramos, V.A., 2014. Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology*, 40(2), 349.

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

Sánchez, M.L., Calvo, J.O. y Heredia, S., 2005. Paleoambientes de sedimentación del tramo superior de la Formación Portezuelo, Grupo Neuquén (Cretácico Superior), Los Barreales, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1), 142-158.

Sánchez, M.L., Heredia, S., y Calvo, J.O., 2006. Paleoambientes sedimentarios del Cretácico Superior de la Formación Plottier (Grupo Neuquén), departamento Confluencia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (1), 3-18.

Sánchez, M.L., Rossi, J., Morra, S. y Armas, P., 2008. Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén – Cretácico tardío) en el departamento El Cuy, Río Negro, Argentina. *Latin american journal of sedimentology and basin analysis*, 15 (1), 1-26.

Sánchez, M.L., Asurmendi, E. y Armas, P., 2013. Subgrupo Río Colorado (Grupo Neuquén): Registros de paleosismicidad en la cuenca de antepaís andina, Cuenca Neuquina, Provincias de Neuquén y Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70 (1), 96-114.

Sánchez, M.L., Asurmendi, E. y Armas, P., 2014. Sedimentología y estratigrafía de alta resolución del subgrupo Río Neuquén (Cretácico Superior) departamento confluencia, provincia de Neuquén, Argentina. *Andean Geology*, 41 (1), 106 – 141.

Santosh, M., Maruyama, S., y Yamamoto, S., 2009. The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere. *Gondwana Research*, 15(3), 324-341.

Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A. y Castro, C.E., 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 48-69.

Schellart, W.P. y Moresi, L., 2013. A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3221-3248.

Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 7(5), 1-68.

Schiuma, M. y Llambías, E.J., 2008. New ages and chemical analysis on lower Jurassic volcanism close to the Dorsal de Huincul, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 644-652.

Sernageomin, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión1.0, 2003).

Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. y Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113, 212-270.

Shockey, B.J., Flynn, J.J., Croft, D.A., Gans, P. y Wyss, A.R., 2012. New leontiniid Notoungulata (Mammalia) from Chile and Argentina: comparative anatomy, character analysis, and phylogenetic hypotheses. *American Museum Novitates*, 3737, 1-64.

Silvestro, J. y Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°S) – Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (1), 49-64.

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.

Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W., 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35° - 36° S, Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4), 627-643.

Søager, N., Holm, P.M. y Llambías, E.J., 2013. Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. *Chemical Geology*, 349, 36-53.

Somoza, R. y Ghidella, M.E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152-163.

Sobolev, S.V., y Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology*, 33 (8), 617-620.

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.

Spagnotto, S., Triep, E., Giambiagi, L. y Lupari, M., 2015. Triggered seismicity in the Andean arc region via static stress variation by the M W= 8.8, February 27, 2010, Maule earthquake. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 36-47.

Spagnuolo, M.G., Folguera, A., Litvak, V., Rojas Vera, E.A. y Ramos, V.A., 2012a. Late Cretaceous arc rocks in the Andean retroarc region at 36,5°S: Evidence supporting a Late Cretaceous slab shallowing. *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 44-56.

Spagnuolo, M.G., Litvak, V.D., Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2012b. Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36-37°S, Argentina. *Journal of Geodynamics*, 53, 81-94.

Spalletti, L., Franzese, J., Morel, E., D'Elia, L., Zúñiga, A. y Fanning, C.M., 2010. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Aguila (Jurásico inferior, Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(3), 305-313.

Spalletti, L. A., Parent, H., Veiga, G. D., y Schwarz, E., 2012. Amonites y Bioestratigrafía del grupo Cuyo en la Sierra de Reyes (Cuenca Neuquina central, Argentina) y su significado secuencial. *Andean geology*, 39(3), 464-481.

Sruoga, P. y Rubinstein, N., 2007. Processes controlling porosity and permeability in volcanic reservoirs from the Austral and Neuquén Basins, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 91, 115-129.

Stacey, J.S. y Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.

Stipanovic, P., 1966. El jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo diveano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (4): 403-478.

Stipanovic, P. y Rodrigo, F., 1968. The Jurassic and Neocomian diastrophism in Argentina and Chile. *XII° International Geological Congress*, Abstracts.

Suárez, M. y Emparan, C., 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 17-31.

Suarez, M. y Marquez, M., 2010. A Toarcian retro-arc basin of Central Patagonia (Chubut), Argentina: Middle Jurassic closure, arc migration and tectonic setting. *Andean Geology*, 34(1), 63-80.

Suárez, M., Fanning, C. M., Etchart, H. y De La Cruz, R., 2012. New Carboniferous to Toarcian U-Pb SHRIMP ages from Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. *XIIIº Congreso Geológico Chileno*, Actas, 664-665.

Tankard, A., Uliana, M., Welsink, H., Ramos, V., Turic, M., Franca, A., Milani, E., Brito Neves, B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cirbián, M., López Paulsen, O., Germs, G., De Wit, M., Machacha, T., McG. Miller, R., 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. Petroleum Basins of South America. En Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J (Eds.). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62*, 5-52.

Tapia, F., 2015. Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34° 45'-35° 30'S). Tesis Doctoral, Universidad de Chile.

Tapia, F., Farías, M., Naipauer, M. y Puratich, J., 2015. Late Cenozoic contractional evolution of the current arc-volcanic region along the southern Central Andes (35° 20' S). *Journal of Geodynamics*, 88, 36-51.

Tassara, A. y Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 159-186.

Taylor, B., 2006. The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 372-380.

Torsvik, T.H. y Cocks, L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, 24(3), 999-1030.

Troncoso, A. y Herbst, R., 2000. La Tafoflora Triásica del Cajón Troncoso, Alta Cordillera del Maule, 7ª Región, Chile. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 2(2), 137-144.

Turner, J.C.M., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincial del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20, 153-184.

Tunik, M., Lanés, S., Bechis, F. y Giambiagi, L., 2008. Análisis petrográfico de las areniscas jurásicas tempranas en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 714 – 727.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489, 258-273.

Turienzo, M.M., Dimieri, L.V., Frisicale, M.C. y 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(3), 354-368.

Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, C., Araujo, V. y Sánchez, N., 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology*, 39 (2), 317-357.

Uliana, M.A. y Dellapé, D.A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiano- eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). VII° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 673-711.

Uliana, M., Dellapé, D. y Pando, G. 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas. II° Congreso Iberoamericano de geología económica, Actas 1, 151-176.

Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of argentine sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 46, 599 - 614.

Uliana, M.A., Arteaga, M.E., Legarreta, L., Cerdan, J.J. y Peroni, G.O., 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. En Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (Eds.), Basin Inversion, *Geological Society of London Special Publication*, 88, 211–233.

Utgé, S., Folguera, A., Litvak, V. y Ramos, V.A., 2009. Geología del sector norte de la Cuenca de Cura Mallín en las Lagunas de Epulaufquen, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(3), 231-248.

Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. y 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.

Vaughan, A.P.M. y Livermore, R.A., 2005. Episodicity of Mesozoic terrane accretion along the Pacific margin of Gondwana: implications for superplume-plate interactions. *Geological Society of London Special Publications*, 246(1), 143-178.

Vaughan, A.P. y Storey, B.C., 2007. A new supercontinent self-destruct mechanism: evidence from the Late Triassic–Early Jurassic. *Journal of the Geological Society*, 164(2), 383-392.

Vergani, G.D., Tankard, J., Belotti, J. y Welsink, J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 383–402.

Veiga, G.D., Schwarz, E. y Spalletti, L.A., 2011. Análisis estratigráfico de la Formación Lotena (Calloviano superior-Oxfordiano inferior) en la Cuenca Neuquina Central, República Argentina: Integración de información de afloramientos y subsuelo. *Andean geology*, 38(1), 171-197.

Veiga, G.D., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Massaferro, J.L., 2013. Anatomy and Sequence Architecture of the Early Post-Rift in the Neuquén Basin (Argentina): A Response to Physiography and Relative Sea-Level Changes. *Journal of Sedimentary Research*, 83(8), 746-765.

Vicente, J.C., 2000. Vigencia de la noción de estructuración peruana en la alta cordillera de San Juan, Argentina: la discordancia primordial de Valle Hermoso rehabilitada. *IXº Congreso Geológico Chileno*, Actas 2, 644-648.

Vicente, J.C., 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 221-250.

Vicente, J-C., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C. y Rivano, S., 1973. La orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. *Actas del V Congreso Geológico Argentino*, 5, 81-98.

Villar, H.J., Laffitte, G.A., Legarreta, L., Haring, C. y Varadé, R., 2008. Las facies orgánicas no marinas de la Cuenca Neuquina: su caracterización a partir de registros geoquímicos de pelitas querogénicas y petróleos. *XVIIº Congreso Geológico Argentino*, Actas 2, 803.

Villar, H.J., Legarreta, L., Laffitte, G.A., Haring, C. y Varedé, R., 2014. Facies orgánicas no marinas de la cuenca Neuquina: Ambiente geológico y caracterización geoquímica de petróleos y rocas generadores. *IXº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: trabajos técnicos*, Actas 1, 45-70.

Winocur, D.A., Litvak, V.D. y Ramos, V.A., 2015, Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. En Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G.D., y Farías, M. (Eds.) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina, Geological Society of London Special Publications*, 399, 109-130.

Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. En McKibben, M.A., Shanks III, W.C. y Ridley, W.I. (Eds.) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.

Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher III, C.C., Novacek, M.J., McKenna, M.C. y Charrier, R., 1994. Paleogene mammals from the Andes of central Chile: a preliminary taxonomic, biostratigraphic and geochronologic assessment. *American Museum Novitates*, 3098, 1-31.

Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantín, J., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Varade, 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.

Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera Principal. En Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias*, 345-364.

Zamora Valcarce, G. y Zapata, T.R., 2005. Estilo estructural del frente de la faja plegada neuquina a los 37° S. *VI° Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos*, Archivos Electrónicos.

Zamora Valcarce, G., Rapalini, A.E. y Spagnuolo, C.M., 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, faja plegada del Agrio, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2), 299-308.

Zamora Valcarce, G., Atencio, M. y Manceda, R., 2008. El Frente de las grandes estructuras de la faja plegada de Malargüe. *XVII° Congreso Geológico Argentino*, Actas electrónicas, Jujuy.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodriguez, F. y Bernardo, L.M., 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1), 192 – 203.

Zapata, T.R., Brissón, I. y Dzelalija, F., 1999. The role of the basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. *Thrust Tectonics Conference*, Abstract with programmes, 122-124.

Zappetini, E.O., Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Dalponte, M., Belusova, E. y Mcnaughton, N., 2012. Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, 101(8), 2083-2104.

Anexo

Capítulo 2

Muestra CCL-38. Datos U-Pb SHRIMP en circones de la Formación Remredo.

Spot Name	7-corr %com 206	7-corr %com 208	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr 206Pb /238U edad	1s err	207corr 206Pb /238U edad	1s err	208corr 206Pb /238U edad	1s err	204corr 207Pb /206Pb edad	1s err	204corr 208Pb /232Th edad	1s err	207corr 208Pb /232Th edad	1s err	208corr 207Pb /206Pb edad	1s err	% Dis- cor- dant	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err
CCL-38-1.1	1,16	16,46	387	151	0,40	196	2	195	2	196	2	285	157	198	16	190	18	257	135	+32	32,2	0,84	0,0593	5,0
CCL-38-2.1	1,02	5,27	589	713	1,25	196	2	196	2	198	2	186	125	191	5	191	5	409	283	-5	32,0	0,81	0,0581	3,2
CCL-38-3.1	1,84	18,91	318	176	0,57	195	3	194	3	196	3	261	223	184	10	180	13	439	165	+26	32,1	1,46	0,0646	6,3
CCL-38-4.1	2,22	22,58	275	140	0,53	190	2	190	2	191	3	179	176	185	15	186	11	270	78	-7	32,6	1,22	0,0676	1,8
CCL-38-5.1	0,67	7,72	850	452	0,55	199	2	199	2	199	2	169	83	189	5	191	5	320	61	-18	31,7	0,80	0,0554	2,4
CCL-38-6.1	1,21	6,82	413	448	1,12	196	2	196	2	196	2	200	163	193	4	193	5	293	182	+2	32,1	0,84	0,0597	4,6
CCL-38-7.1	0,70	5,50	822	627	0,79	197	2	196	2	196	2	275	87	202	4	198	5	148	93	+29	32,1	0,99	0,0556	3,0
CCL-38-8.1	1,09	5,46	424	533	1,30	196	2	196	2	198	2	181	159	191	5	191	5	424	293	-9	32,0	0,85	0,0588	4,7
CCL-38-9.1	1,05	6,62	524	518	1,02	194	2	194	2	195	2	214	100	187	4	187	4	417	100	+10	32,5	0,99	0,0583	2,4
CCL-38-10.1	1,06	13,24	595	290	0,50	196	2	196	2	198	2	162	101	177	7	180	5	434	51	-22	32,0	0,81	0,0585	2,1
CCL-38-11.1	1,26	8,09	447	426	0,98	194	2	193	2	194	2	276	123	190	6	187	6	379	175	+30	32,4	0,86	0,0600	3,1
CCL-38-12.1	1,39	13,42	307	186	0,63	195	2	195	2	196	2	188	167	186	8	186	8	362	105	-4	32,1	1,03	0,0611	3,9
CCL-38-13.1	1,64	20,04	492	217	0,45	193	2	193	2	194	2	244	153	190	9	186	10	291	107	+21	32,4	0,96	0,0630	3,8

Muestra CCL-42. Datos U-Pb SHRIMP en circones de la Formación Cara Cura.

CCL42-1.1	5,17	21,82	90	114	1,31	199	4	198	4	199	5	260	634	197	13	195	15	336	658	24	30,35	1,65	0,09135	11,4
CCL42-2.1	0,69	3,346	613	816	1,38	200	2	200	2	202	3	170	80	191	3	192	3	541	162	-18	31,57	1,05	0,05561	1,95
CCL42-3.1	4,28	23,81	88	81	0,95	206	3	206	3	206	4	226	535	206	18	205	19	233	541	9	29,43	1,15	0,08444	9,62
CCL42-4.1	2,93	13,44	154	195	1,31	200	5	200	5	201	7	161	328	195	11	196	11	373	572	-24	30,85	2,46	0,07347	6,29
CCL42-5.1	2,07	13,65	258	222	0,89	198	2	198	2	198	3	179	332	196	13	196	16	247	401	-11	31,39	0,88	0,06662	8,94
CCL42-6.1	3,24	20,87	163	143	0,91	195	2	195	2	198	3	237	322	181	11	179	12	612	244	18	31,48	0,95	0,07589	6,49
CCL42-7.1	2,19	11,03	194	222	1,19	199	3	199	3	199	4	175	286	198	8	199	8	188	324	-14	31,21	1,65	0,06754	6,47
CCL42-8.1	6,74	28,33	255	293	1,19	221	3	221	3	221	4	210	378	225	12	225	9	78	365	-6	26,69	1,14	0,10443	3,74

Capítulo 3

Análisis geocronológicos U-Pb en circones detríticos del Grupo Neuquén en el Anticlinal de Ranquil Co

				Relaciones isotópicas							Edades aparentes (Ma)								
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Mejor Edad	±	Conc
Análisis	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Muestra M4 (36°12'46.40" S - 69°30'3.24" O)																			
M4-1	270	8924	2,6	16,5475	5,2	0,4482	5,9	0,0538	2,7	0,45	337,8	8,7	376,0	18,5	619,1	113,3	337,8	8,7	54,6
M4-2	904	2148	1,8	16,4937	2,5	0,3153	4,2	0,0377	3,4	0,80	238,7	7,9	278,3	10,2	626,1	54,7	238,7	7,9	38,1
M4-3	222	4038	1,4	20,1143	5,0	0,2721	5,2	0,0397	1,3	0,25	250,9	3,2	244,4	11,3	181,7	117,2	250,9	3,2	138,1
M4-4	210	7774	1,5	18,8469	2,7	0,4336	3,2	0,0593	1,8	0,56	371,2	6,5	365,7	9,9	331,3	60,6	371,2	6,5	112,0
M4-5	56	1170	0,8	21,4757	11,1	0,2470	11,3	0,0385	2,0	0,17	243,3	4,7	224,1	22,7	26,9	267,0	243,3	4,7	904,0
M4-6	202	6568	3,4	18,8780	10,0	0,3478	10,2	0,0476	1,9	0,18	299,9	5,5	303,0	26,7	327,6	228,2	299,9	5,5	91,5
M4-7	198	19658	2,1	11,1518	1,7	2,9323	3,8	0,2372	3,4	0,89	1372,0	41,6	1390,3	28,6	1418,5	32,5	1418,5	32,5	96,7
M4-8	264	8040	3,1	19,8119	3,3	0,2961	3,6	0,0425	1,6	0,43	268,6	4,1	263,3	8,4	216,9	75,3	268,6	4,1	123,8
M4-9	165	7418	1,7	18,7778	1,9	0,4439	3,8	0,0605	3,3	0,87	378,4	12,1	373,0	11,8	339,7	42,7	378,4	12,1	111,4
M4-10	180	4872	1,3	20,2914	4,3	0,2690	6,2	0,0396	4,5	0,72	250,3	11,0	241,9	13,4	161,3	100,1	250,3	11,0	155,2
M4-11	124	5856	1,8	18,6860	2,5	0,4535	2,6	0,0615	0,7	0,28	384,5	2,7	379,7	8,4	350,7	57,3	384,5	2,7	109,6
M4-12	148	6298	2,0	19,0993	3,7	0,4414	4,1	0,0611	1,6	0,39	382,6	5,9	371,2	12,7	301,1	85,5	382,6	5,9	127,1
M4-13	148	3714	1,7	19,6740	4,2	0,3025	4,2	0,0432	0,7	0,15	272,4	1,7	268,4	10,0	233,1	96,5	272,4	1,7	116,9
M4-14	177	17482	1,4	13,8563	1,9	1,6762	2,7	0,1684	1,9	0,69	1003,5	17,4	999,5	17,2	990,7	39,6	990,7	39,6	101,3
M4-15	288	17480	2,6	16,3932	3,2	0,7838	4,2	0,0932	2,7	0,64	574,4	14,9	587,7	18,9	639,3	69,7	574,4	14,9	89,8
M4-16	258	5274	0,9	19,9636	3,9	0,2800	4,2	0,0405	1,7	0,40	256,2	4,2	250,7	9,4	199,2	90,4	256,2	4,2	128,6
M4-17	186	6812	1,4	18,6624	3,2	0,4508	3,4	0,0610	1,0	0,31	381,8	3,9	377,8	10,6	353,6	72,1	381,8	3,9	108,0
M4-18	138	3102	1,6	20,3113	4,8	0,2797	4,9	0,0412	0,9	0,18	260,2	2,3	250,4	10,8	159,0	111,7	260,2	2,3	163,7
M4-19	457	13350	4,1	18,1003	1,0	0,4885	2,2	0,0641	2,0	0,89	400,7	7,7	403,9	7,4	422,2	22,2	400,7	7,7	94,9
M4-20	336	31164	1,7	11,3616	1,0	2,7808	1,6	0,2291	1,3	0,78	1330,0	15,1	1350,4	12,1	1382,8	19,6	1382,8	19,6	96,2
M4-21	668	10478	1,9	19,4158	1,1	0,2959	3,5	0,0417	3,3	0,95	263,1	8,5	263,2	8,1	263,4	25,2	263,1	8,5	99,9
M4-22	78	3268	1,9	19,2506	4,8	0,4470	4,9	0,0624	1,0	0,21	390,3	3,9	375,2	15,3	283,1	108,8	390,3	3,9	137,9

M4-23	250	8652	1,6	18,7221	3,3	0,4429	4,1	0,0601	2,5	0,61	376,5	9,1	372,3	12,8	346,4	73,7	376,5	9,1	108,7
M4-24	95	4580	2,3	18,5218	3,1	0,4920	3,8	0,0661	2,1	0,56	412,6	8,5	406,3	12,7	370,6	70,9	412,6	8,5	111,3
M4-25	143	10118	6,6	17,0449	1,7	0,7154	2,0	0,0884	1,0	0,51	546,3	5,3	547,9	8,4	554,8	37,3	546,3	5,3	98,5
M4-26	75	3656	1,8	19,8214	7,8	0,4209	8,0	0,0605	1,8	0,23	378,7	6,7	356,7	24,0	215,8	179,9	378,7	6,7	175,5
M4-27	180	7836	1,1	18,5089	3,2	0,4670	4,5	0,0627	3,1	0,70	391,9	11,8	389,1	14,4	372,2	72,2	391,9	11,8	105,3
M4-28	260	4668	1,2	19,5161	6,0	0,2982	6,1	0,0422	0,8	0,14	266,5	2,2	265,0	14,1	251,7	138,3	266,5	2,2	105,9
M4-29	188	2764	1,4	19,7229	3,0	0,2909	3,4	0,0416	1,6	0,46	262,8	4,0	259,3	7,8	227,3	69,8	262,8	4,0	115,6
M4-30	463	17236	2,1	18,5593	1,6	0,4642	2,2	0,0625	1,6	0,72	390,7	6,1	387,2	7,2	366,1	35,0	390,7	6,1	106,7
M4-31	726	590	1,2	20,1035	18,1	0,2807	18,1	0,0409	1,3	0,07	258,6	3,3	251,2	40,4	183,0	424,5	258,6	3,3	141,3
M4-312	282	4392	1,0	19,9839	3,1	0,2634	3,4	0,0382	1,5	0,44	241,6	3,6	237,4	7,3	196,9	72,0	241,6	3,6	122,7
M4-33	721	8432	1,2	19,5482	3,2	0,2767	3,6	0,0392	1,7	0,47	248,1	4,1	248,0	7,9	247,9	73,1	248,1	4,1	100,1
M4-34	246	18774	3,5	14,8362	1,3	1,1170	3,3	0,1202	3,1	0,92	731,7	21,2	761,5	17,9	850,3	27,6	731,7	21,2	86,1
M4-35	231	8212	2,0	18,2123	1,7	0,4714	3,6	0,0623	3,2	0,88	389,4	12,1	392,1	11,8	408,5	38,3	389,4	12,1	95,3
M4-36	424	7242	1,9	19,4760	2,9	0,3046	3,4	0,0430	1,7	0,49	271,6	4,4	270,0	8,0	256,4	67,5	271,6	4,4	105,9
M4-37	226	8962	1,8	18,5642	2,8	0,4454	4,5	0,0600	3,5	0,78	375,5	12,8	374,1	14,0	365,5	62,6	375,5	12,8	102,7
M4-38	201	3862	1,3	20,1962	5,0	0,2622	5,9	0,0384	3,1	0,53	243,0	7,4	236,4	12,4	172,2	115,9	243,0	7,4	141,1
M4-39	269	8066	1,0	18,5634	2,9	0,4614	3,3	0,0621	1,7	0,51	388,5	6,4	385,2	10,7	365,6	64,4	388,5	6,4	106,3
M4-40	349	8392	1,4	19,7901	2,4	0,2802	3,9	0,0402	3,1	0,79	254,2	7,8	250,8	8,8	219,5	55,4	254,2	7,8	115,8
M4-41	234	6312	1,2	19,7745	3,0	0,2910	3,4	0,0417	1,7	0,49	263,6	4,3	259,4	7,8	221,3	68,9	263,6	4,3	119,1
M4-42	95	2840	0,8	19,9012	5,9	0,3234	6,0	0,0467	1,2	0,20	294,1	3,5	284,5	14,9	206,5	136,2	294,1	3,5	142,4
M4-43	216	6398	1,8	18,4844	2,0	0,4625	3,7	0,0620	3,1	0,83	387,8	11,5	386,0	11,8	375,2	45,7	387,8	11,5	103,4
M4-44	318	10928	1,3	18,5358	1,8	0,4384	2,3	0,0589	1,4	0,63	369,2	5,1	369,1	7,1	368,9	40,1	369,2	5,1	100,1
M4-45	236	10508	2,8	18,6804	2,7	0,4431	4,5	0,0600	3,6	0,79	375,9	13,0	372,5	14,0	351,4	61,7	375,9	13,0	107,0
M4-46	576	6268	1,0	21,0943	2,4	0,1122	3,7	0,0172	2,8	0,75	109,7	3,0	108,0	3,8	69,8	58,0	109,7	3,0	157,2
M4-48	116	838	0,4	11,3339	12,9	1,1796	13,0	0,0970	1,1	0,09	596,6	6,3	791,1	71,4	1387,5	249,2	1387,5	249,2	43,0
M4-49	583	8602	1,4	19,5081	2,0	0,2850	2,4	0,0403	1,3	0,54	254,9	3,3	254,6	5,4	252,6	46,6	254,9	3,3	100,9
M4-50	170	4836	1,2	20,1583	4,8	0,2938	4,8	0,0430	0,5	0,11	271,1	1,4	261,6	11,1	176,6	112,1	271,1	1,4	153,5
M4-52	113	2584	1,7	20,4550	5,3	0,2568	5,6	0,0381	1,8	0,31	241,0	4,2	232,1	11,7	142,4	125,2	241,0	4,2	169,2
M4-51	690	37762	380,8	16,5197	1,2	0,7422	2,4	0,0889	2,1	0,88	549,2	11,3	563,7	10,6	622,7	25,3	549,2	11,3	88,2
M4-53	626	10546	1,6	19,4567	2,4	0,2930	3,8	0,0413	3,0	0,77	261,1	7,6	260,9	8,8	258,6	55,9	261,1	7,6	101,0

M4-54	170	3318	1,3	20,2539	4,2	0,2600	5,1	0,0382	2,8	0,55	241,6	6,6	234,7	10,6	165,6	98,5	241,6	6,6	145,9
M4-55	124	15224	2,9	11,0784	2,1	2,5064	3,4	0,2014	2,7	0,78	1182,7	29,0	1273,9	24,8	1431,1	40,5	1431,1	40,5	82,6
M4-56	192	5420	1,3	20,0856	4,7	0,2720	5,3	0,0396	2,4	0,46	250,5	6,0	244,3	11,5	185,0	109,5	250,5	6,0	135,4
M4-57	77	2392	1,9	16,5060	26,9	0,5122	26,9	0,0613	2,0	0,07	383,6	7,4	419,9	92,9	624,5	589,2	383,6	7,4	61,4
M4-58	69	1400	1,4	19,5524	8,6	0,2471	9,1	0,0350	2,9	0,32	222,0	6,3	224,2	18,3	247,4	198,3	222,0	6,3	89,8
M4-59	262	6646	1,8	20,0531	3,4	0,2671	4,0	0,0389	2,1	0,52	245,7	5,0	240,4	8,5	188,8	78,5	245,7	5,0	130,1
M4-60	261	5644	1,6	19,8906	3,2	0,2890	4,1	0,0417	2,5	0,62	263,3	6,4	257,8	9,2	207,7	74,2	263,3	6,4	126,8
M4-61	187	8090	2,2	18,6218	3,2	0,4655	4,0	0,0629	2,3	0,59	393,1	8,8	388,1	12,7	358,5	72,2	393,1	8,8	109,6
M4-62	259	7984	2,7	17,8763	1,5	0,4875	2,8	0,0632	2,3	0,85	395,1	9,0	403,2	9,2	450,0	32,7	395,1	9,0	87,8
M4-63	162	1900	1,4	23,9664	14,8	0,0901	15,0	0,0157	2,2	0,14	100,2	2,1	87,6	12,6	-243,1	376,7	100,2	2,1	-41,2
M4-64	207	10964	1,5	13,8427	1,5	1,2017	5,1	0,1207	4,9	0,96	734,3	34,1	801,4	28,4	992,7	30,2	734,3	34,1	74,0
M4-65	265	9880	1,7	17,9750	1,6	0,5818	2,8	0,0759	2,3	0,82	471,3	10,6	465,6	10,6	437,7	35,7	471,3	10,6	107,7
M4-66	534	37420	4,9	16,8684	1,1	0,7539	2,7	0,0922	2,5	0,92	568,7	13,8	570,5	12,0	577,5	22,8	568,7	13,8	98,5
M4-66B	542	14324	2,5	19,5110	1,3	0,2864	3,4	0,0405	3,2	0,93	256,1	8,0	255,7	7,7	252,2	29,0	256,1	8,0	101,5
M4-67	190	1000	1,4	19,2224	8,5	0,2856	8,7	0,0398	2,1	0,24	251,7	5,1	255,1	19,7	286,4	194,0	251,7	5,1	87,9
M4-68	616	35690	2,0	17,0140	0,9	0,6958	3,3	0,0859	3,1	0,96	531,0	16,0	536,3	13,6	558,8	19,3	531,0	16,0	95,0
M4-69	271	11246	1,8	18,6176	1,4	0,4584	4,5	0,0619	4,3	0,95	387,1	16,2	383,1	14,4	359,0	31,0	387,1	16,2	107,8
M4-70	186	41712	2,4	7,0874	1,5	6,4991	3,5	0,3341	3,2	0,91	1858,1	51,7	2045,8	31,1	2240,7	25,8	2240,7	25,8	82,9
M4-71	579	15416	1,9	19,4411	3,0	0,2989	3,8	0,0421	2,3	0,60	266,1	6,0	265,5	8,9	260,5	69,3	266,1	6,0	102,1
M4-72	35	6290	1,6	12,2084	2,7	2,4848	3,6	0,2200	2,3	0,65	1281,9	27,1	1267,6	26,0	1243,4	53,5	1243,4	53,5	103,1
M4-73	114	7890	1,2	16,9067	2,7	0,7715	3,4	0,0946	2,0	0,60	582,7	11,4	580,6	15,0	572,6	58,8	582,7	11,4	101,8
M4-74	872	5606	1,4	18,4999	1,2	0,3124	2,7	0,0419	2,5	0,90	264,7	6,4	276,0	6,6	373,3	27,0	264,7	6,4	70,9
M4-75	72	4340	0,9	17,5565	4,3	0,7122	4,7	0,0907	1,9	0,41	559,6	10,2	546,0	19,9	490,0	94,8	559,6	10,2	114,2
M4-76	81	4404	3,6	19,3199	8,9	0,4351	9,4	0,0610	2,8	0,30	381,5	10,5	366,8	28,8	274,8	204,7	381,5	10,5	138,8
M4-77	109	5400	2,6	19,3539	5,0	0,4211	5,6	0,0591	2,6	0,46	370,2	9,4	356,8	17,0	270,8	114,8	370,2	9,4	136,7
M4-78	523	40878	4,1	16,6135	1,2	0,8094	2,4	0,0975	2,1	0,87	599,9	11,7	602,1	10,7	610,5	25,1	599,9	11,7	98,3
M4-79	304	15780	2,1	18,5428	2,0	0,4409	2,4	0,0593	1,2	0,52	371,4	4,4	370,9	7,3	368,1	45,4	371,4	4,4	100,9
M4-80	461	114386	3,8	5,2550	0,6	10,3754	2,1	0,3954	2,0	0,96	2148,0	37,1	2468,9	19,6	2744,7	9,5	2744,7	9,5	78,3
M4-81	108	4526	5,2	20,3678	7,7	0,3123	7,9	0,0461	1,9	0,24	290,8	5,4	276,0	19,2	152,5	180,6	290,8	5,4	190,7
M4-82	346	11634	3,4	19,5790	2,3	0,3256	3,0	0,0462	1,9	0,64	291,4	5,4	286,2	7,4	244,2	52,8	291,4	5,4	119,3

M4-83	812	3304	2,7	17,5699	2,2	0,2898	4,1	0,0369	3,5	0,84	233,8	7,9	258,4	9,4	488,3	48,5	233,8	7,9	47,9
M4-84	309	27854	4,3	12,3545	2,1	2,0122	3,1	0,1803	2,3	0,74	1068,6	22,9	1119,6	21,3	1220,0	41,5	1220,0	41,5	87,6
M4-85	197	5758	2,5	20,1758	4,0	0,2655	4,9	0,0388	2,9	0,58	245,7	6,9	239,1	10,5	174,6	93,1	245,7	6,9	140,7
M4-86	214	8784	1,4	18,6469	2,0	0,4365	2,8	0,0590	2,0	0,70	369,7	7,1	367,8	8,7	355,5	45,0	369,7	7,1	104,0
M4-87	152	9266	2,4	18,9726	2,8	0,4359	3,2	0,0600	1,4	0,45	375,5	5,2	367,3	9,8	316,2	64,7	375,5	5,2	118,7
M4-88	1006	12678	2,7	19,3781	1,0	0,2863	3,2	0,0402	3,0	0,95	254,3	7,5	255,6	7,2	267,9	22,8	254,3	7,5	94,9
M4-89	382	18564	7,8	18,8751	1,7	0,4289	2,8	0,0587	2,2	0,79	367,8	8,0	362,4	8,6	327,9	39,6	367,8	8,0	112,2
M4-90	248	6334	2,1	17,4864	16,8	0,3157	16,9	0,0400	1,7	0,10	253,1	4,3	278,6	41,2	498,7	373,1	253,1	4,3	50,7
M4-91	161	3772	3,4	18,3018	4,0	0,3815	4,4	0,0506	1,8	0,41	318,5	5,6	328,2	12,3	397,5	89,6	318,5	5,6	80,1
M4-92	475	16762	2,7	19,4903	1,7	0,2963	2,0	0,0419	1,1	0,54	264,5	2,8	263,5	4,6	254,7	38,3	264,5	2,8	103,9
M4-93	409	13168	5,0	17,8185	1,8	0,4798	2,9	0,0620	2,3	0,78	387,8	8,5	397,9	9,5	457,2	40,0	387,8	8,5	84,8
M4-94	319	10626	1,2	18,7046	2,0	0,4409	3,7	0,0598	3,1	0,84	374,4	11,3	370,9	11,5	348,5	45,8	374,4	11,3	107,4
M4-95	332	16106	3,4	18,5221	1,9	0,4707	2,5	0,0632	1,7	0,66	395,3	6,3	391,7	8,2	370,6	42,8	395,3	6,3	106,7
M4-96	417	18092	2,4	18,6640	1,2	0,4295	2,3	0,0581	2,0	0,86	364,3	7,2	362,8	7,1	353,4	26,8	364,3	7,2	103,1
M4-98	212	5876	2,2	20,2240	5,1	0,2726	6,7	0,0400	4,4	0,65	252,8	10,8	244,8	14,5	169,0	118,0	252,8	10,8	149,5
M4-99	538	17212	2,5	18,7659	1,9	0,4324	2,8	0,0588	2,1	0,75	368,6	7,5	364,9	8,5	341,1	42,0	368,6	7,5	108,1
M4-100	596	7678	3,2	19,2063	1,7	0,2863	2,3	0,0399	1,6	0,69	252,1	4,0	255,6	5,3	288,3	38,4	252,1	4,0	87,4
Muestra M7 (36°12'52.74"S - 69°29'41.75"O)																			
M7-1	293	8896	2,4	18,0932	2,8	0,4767	5,2	0,0626	4,4	0,84	391,1	16,6	395,8	17,1	423,1	63,2	391,1	16,6	92,4
M7-2	157	5318	2,0	20,0755	4,6	0,2803	5,0	0,0408	2,1	0,41	257,9	5,2	250,9	11,1	186,2	106,3	257,9	5,2	138,5
M7-3	251	17020	2,8	17,2912	2,3	0,7006	3,2	0,0879	2,2	0,68	542,8	11,2	539,1	13,2	523,4	50,5	542,8	11,2	103,7
M7-4	226	4918	0,8	20,0780	3,8	0,2780	4,3	0,0405	2,2	0,50	255,8	5,4	249,0	9,6	185,9	87,9	255,8	5,4	137,6
M7-5	987	5226	2,3	16,9160	4,3	0,4282	5,1	0,0525	2,7	0,53	330,1	8,8	361,9	15,6	571,4	94,4	330,1	8,8	57,8
M7-6	199	5812	1,3	18,4493	2,8	0,4466	3,5	0,0598	2,1	0,60	374,1	7,7	374,9	11,1	379,5	64,0	374,1	7,7	98,6
M7-7	187	23916	1,4	13,1573	1,7	1,9844	1,9	0,1894	0,9	0,48	1117,9	9,3	1110,2	12,9	1095,2	33,7	1095,2	33,7	102,1
M7-8	177	4056	0,8	20,8226	4,4	0,1864	4,7	0,0282	1,6	0,34	179,0	2,8	173,6	7,5	100,5	104,4	179,0	2,8	178,1
M7-10	151	7522	1,2	18,4367	2,4	0,4700	3,6	0,0628	2,7	0,74	392,9	10,2	391,2	11,7	381,0	54,7	392,9	10,2	103,1
M7-12	77	1890	1,4	20,5839	7,4	0,2692	7,7	0,0402	2,0	0,26	254,0	5,0	242,0	16,6	127,7	174,8	254,0	5,0	198,9
M7-13	518	3262	1,7	17,3392	4,9	0,3748	7,3	0,0471	5,5	0,75	296,9	15,9	323,2	20,3	517,3	107,2	296,9	15,9	57,4
M7-14	340	6450	1,4	17,8060	1,7	0,4714	2,5	0,0609	1,8	0,71	381,0	6,5	392,2	8,1	458,7	38,5	381,0	6,5	83,0

M7-15	1486	1096	1,4	14,0978	2,3	0,3604	3,6	0,0369	2,8	0,76	233,3	6,3	312,5	9,7	955,5	47,6	233,3	6,3	24,4
M7-16	69	10204	0,7	11,3346	1,6	2,9064	3,0	0,2389	2,5	0,84	1381,1	31,3	1383,6	22,7	1387,4	31,3	1387,4	31,3	99,5
M7-17	98	2462	1,0	20,2061	4,5	0,2704	4,9	0,0396	1,9	0,39	250,5	4,7	243,0	10,6	171,1	105,8	250,5	4,7	146,4
M7-18	301	9410	1,3	18,4754	1,6	0,4476	1,8	0,0600	0,9	0,48	375,5	3,2	375,6	5,8	376,3	36,3	375,5	3,2	99,8
M7-19	387	7168	2,3	17,6106	6,3	0,4432	6,9	0,0566	2,6	0,38	355,0	9,1	372,5	21,4	483,2	140,1	355,0	9,1	73,5
M7-20	342	21106	2,2	17,7397	1,5	0,5936	3,2	0,0764	2,9	0,89	474,4	13,0	473,2	12,1	467,0	32,7	474,4	13,0	101,6
M7-21	347	34478	2,6	13,1403	1,6	1,9011	2,3	0,1812	1,7	0,73	1073,4	16,6	1081,5	15,4	1097,8	31,6	1097,8	31,6	97,8
M7-22	213	19672	2,9	17,8029	2,4	0,6333	3,1	0,0818	1,9	0,62	506,7	9,3	498,2	12,1	459,1	53,3	506,7	9,3	110,4
M7-23	328	626	0,6	11,4882	10,3	0,5573	11,0	0,0464	3,9	0,35	292,6	11,1	449,8	40,1	1361,5	199,4	292,6	11,1	21,5
M7-24	159	4942	1,5	19,2026	6,9	0,2985	7,0	0,0416	1,4	0,20	262,6	3,6	265,3	16,4	288,8	157,1	262,6	3,6	90,9
M7-25	371	9258	1,5	18,4325	3,7	0,4537	4,1	0,0607	1,8	0,44	379,6	6,7	379,9	12,9	381,5	82,3	379,6	6,7	99,5
M7-26	57	1838	1,2	23,2963	17,3	0,2310	17,4	0,0390	2,0	0,11	246,8	4,8	211,0	33,1	-171,9	433,0	246,8	4,8	-143,5
M7-27	170	6954	1,8	19,5300	4,4	0,3556	4,7	0,0504	1,6	0,33	316,8	4,8	308,9	12,5	250,0	101,6	316,8	4,8	126,7
M7-28	1203	1264	1,2	15,0842	1,9	0,3213	3,5	0,0352	2,9	0,83	222,7	6,4	282,9	8,6	815,7	40,3	222,7	6,4	27,3
M7-29	234	5668	2,5	20,2529	5,6	0,1774	6,7	0,0261	3,5	0,53	165,8	5,8	165,8	10,2	165,7	131,9	165,8	5,8	100,1
M7-30	351	21988	2,0	18,1188	1,4	0,5042	2,1	0,0663	1,5	0,73	413,6	6,0	414,5	7,0	420,0	31,6	413,6	6,0	98,5
M7-31	90	4636	1,5	19,7439	7,8	0,4044	8,2	0,0579	2,4	0,29	362,9	8,4	344,8	23,9	224,9	180,5	362,9	8,4	161,4
M7-32	131	2244	1,1	18,7762	8,6	0,2969	8,7	0,0404	1,7	0,19	255,5	4,2	264,0	20,3	339,9	194,7	255,5	4,2	75,2
M7-33	692	7076	1,8	18,8019	5,9	0,2946	10,4	0,0402	8,6	0,82	253,9	21,3	262,2	24,0	336,7	133,1	253,9	21,3	75,4
M7-34	195	10512	2,2	18,3898	2,0	0,4646	3,2	0,0620	2,5	0,78	387,6	9,4	387,5	10,3	386,7	44,6	387,6	9,4	100,2
M7-35	158	9136	1,9	18,6359	3,6	0,4789	3,8	0,0647	1,0	0,27	404,3	4,0	397,3	12,4	356,8	82,0	404,3	4,0	113,3
M7-36	454	26698	4,8	15,2098	0,8	1,0911	3,5	0,1204	3,5	0,97	732,7	24,0	749,1	18,8	798,3	16,6	732,7	24,0	91,8
M7-37	46	2592	1,4	20,3913	10,8	0,3852	11,2	0,0570	2,9	0,26	357,1	9,9	330,8	31,5	149,8	253,5	357,1	9,9	238,4
M7-38	404	16962	1,6	16,6152	15,7	0,5151	15,9	0,0621	2,2	0,14	388,2	8,4	421,9	54,8	610,2	341,4	388,2	8,4	63,6
M7-39	125	14198	4,7	16,1141	1,9	0,9894	2,7	0,1156	1,9	0,72	705,4	12,8	698,4	13,4	676,1	39,7	705,4	12,8	104,3
M7-40	124	19362	2,3	12,8428	1,2	2,0516	2,3	0,1911	1,9	0,84	1127,3	19,7	1132,8	15,4	1143,4	24,3	1143,4	24,3	98,6
M7-41	342	22242	3,2	17,5825	2,0	0,6060	4,2	0,0773	3,7	0,88	479,8	16,9	481,0	15,9	486,7	43,7	479,8	16,9	98,6
M7-42	302	19420	3,0	18,4228	2,5	0,4714	4,0	0,0630	3,1	0,77	393,8	11,7	392,2	12,9	382,7	57,1	393,8	11,7	102,9
M7-43	155	4858	2,3	20,3961	5,7	0,2700	6,1	0,0399	2,3	0,38	252,4	5,7	242,7	13,2	149,2	133,3	252,4	5,7	169,2
M7-44	343	16070	1,4	18,5658	2,1	0,4693	2,3	0,0632	0,8	0,37	395,0	3,2	390,7	7,4	365,3	47,5	395,0	3,2	108,1

M7-45	61	2384	0,7	21,8955	12,8	0,2676	12,8	0,0425	1,0	0,07	268,3	2,5	240,8	27,5	-19,7	310,0	268,3	2,5	-1363,6
M7-46	498	25500	2,2	18,4385	1,6	0,4744	3,0	0,0634	2,6	0,85	396,5	9,9	394,2	9,9	380,8	35,9	396,5	9,9	104,1
M7-47	140	3894	1,6	19,6721	8,4	0,2842	8,5	0,0406	0,8	0,10	256,3	2,1	254,0	19,0	233,3	194,6	256,3	2,1	109,8
M7-48	211	5640	1,9	19,3962	4,0	0,3107	4,2	0,0437	1,1	0,27	275,8	3,1	274,7	10,0	265,8	91,9	275,8	3,1	103,8
M7-49	61	9366	1,1	11,3083	1,7	2,9826	2,0	0,2446	1,2	0,56	1410,7	14,6	1403,2	15,5	1391,8	32,4	1391,8	32,4	101,4
M7-50	740	5092	1,0	18,4014	2,9	0,2866	4,0	0,0382	2,7	0,69	242,0	6,5	255,9	9,0	385,3	64,9	242,0	6,5	62,8
M7-51	655	16654	2,0	19,5833	1,5	0,3044	2,4	0,0432	1,9	0,78	272,9	5,1	269,9	5,8	243,7	34,8	272,9	5,1	112,0
M7-52	315	22352	2,6	16,3858	1,3	0,8871	2,7	0,1054	2,4	0,88	646,1	14,6	644,8	12,8	640,3	27,1	646,1	14,6	100,9
M7-53	136	7486	1,8	18,7695	2,6	0,4680	3,4	0,0637	2,1	0,63	398,1	8,2	389,8	11,0	340,7	59,8	398,1	8,2	116,9
M7-54	207	6010	1,5	19,3526	2,8	0,3544	3,2	0,0497	1,4	0,45	312,9	4,3	308,0	8,4	270,9	65,1	312,9	4,3	115,5
M7-55	224	14160	1,9	18,5768	1,8	0,4620	3,1	0,0622	2,5	0,80	389,3	9,3	385,7	9,8	363,9	41,1	389,3	9,3	107,0
M7-56	442	8888	2,5	17,4508	1,7	0,5725	2,8	0,0725	2,1	0,78	450,9	9,3	459,6	10,2	503,2	38,1	450,9	9,3	89,6
M7-57	135	26852	1,4	12,5414	0,7	2,1910	2,2	0,1993	2,1	0,95	1171,5	22,1	1178,2	15,1	1190,5	13,2	1190,5	13,2	98,4
M7-58	365	6396	1,3	18,9894	4,0	0,2908	4,2	0,0400	1,1	0,27	253,1	2,8	259,2	9,5	314,2	91,0	253,1	2,8	80,6
M7-59	448	26134	2,4	18,5112	1,7	0,4624	3,4	0,0621	3,0	0,87	388,2	11,3	385,9	11,0	371,9	37,5	388,2	11,3	104,4
M7-60	641	5334	1,8	18,2804	2,2	0,3222	5,1	0,0427	4,6	0,90	269,7	12,1	283,6	12,6	400,1	50,2	269,7	12,1	67,4
M7-61	348	12208	2,6	18,5008	1,4	0,4631	2,3	0,0621	1,8	0,78	388,6	6,7	386,4	7,3	373,2	31,8	388,6	6,7	104,1
M7-62	498	57942	2,7	13,3648	0,8	1,8155	3,4	0,1760	3,3	0,97	1045,0	32,1	1051,1	22,4	1063,8	16,1	1063,8	16,1	98,2
M7-63	155	7714	2,7	18,6380	2,3	0,4589	2,8	0,0620	1,7	0,58	388,0	6,2	383,5	9,1	356,5	52,3	388,0	6,2	108,8
M7-64	247	19878	2,4	17,5605	2,5	0,6150	4,4	0,0783	3,6	0,82	486,1	16,8	486,7	17,0	489,4	55,9	486,1	16,8	99,3
M7-65	757	9752	2,9	18,8502	1,0	0,3062	2,6	0,0419	2,4	0,92	264,3	6,1	271,2	6,1	330,9	22,4	264,3	6,1	79,9
M7-67	188	9692	1,6	18,9042	2,9	0,4423	3,5	0,0606	2,0	0,57	379,5	7,3	371,8	10,8	324,4	64,9	379,5	7,3	117,0
M7-68	484	6806	3,0	18,6994	2,0	0,3441	2,3	0,0467	1,0	0,45	294,0	3,0	300,2	5,9	349,1	45,7	294,0	3,0	84,2
M7-69	137	4366	1,3	20,2828	6,2	0,2843	6,6	0,0418	2,4	0,36	264,1	6,2	254,0	14,9	162,3	144,3	264,1	6,2	162,7
M7-70	12	2674	22,0	16,3740	24,6	0,6807	25,2	0,0808	5,3	0,21	501,1	25,7	527,2	104,0	641,8	537,0	501,1	25,7	78,1
M7-71	116	8498	1,4	9,1155	0,9	4,4481	2,2	0,2941	2,0	0,92	1661,8	29,3	1721,3	18,0	1794,5	15,5	1794,5	15,5	92,6
M7-72	189	2830	2,0	18,4216	3,3	0,3031	3,5	0,0405	1,2	0,35	255,9	3,1	268,8	8,2	382,8	73,1	255,9	3,1	66,8
M7-73	187	22966	1,9	14,3502	0,9	1,5048	2,0	0,1566	1,8	0,89	937,9	15,6	932,3	12,3	919,1	19,0	937,9	15,6	102,0
M7-77	122	516	1,1	12,1138	10,3	0,2769	10,5	0,0243	1,9	0,18	155,0	2,9	248,2	23,1	1258,6	202,5	155,0	2,9	12,3
M7-79	407	10612	2,4	12,4028	1,6	1,7634	2,5	0,1586	1,8	0,75	949,1	16,2	1032,1	15,9	1212,4	32,0	1212,4	32,0	78,3

M7-80	650	6668	1,5	21,3491	4,7	0,1036	5,8	0,0160	3,3	0,57	102,6	3,4	100,1	5,5	41,1	113,3	102,6	3,4	249,6
M7-81	205	8786	3,3	19,6366	4,2	0,3437	4,8	0,0490	2,2	0,47	308,1	6,7	300,0	12,4	237,5	97,0	308,1	6,7	129,7
M7-82	119	18082	1,9	13,6898	2,1	1,4902	4,9	0,1480	4,4	0,91	889,5	36,7	926,4	29,6	1015,2	41,8	889,5	36,7	87,6
M7-83	65	4486	1,8	19,2770	9,8	0,5396	10,1	0,0754	2,2	0,22	468,8	9,9	438,2	35,8	279,9	225,1	468,8	9,9	167,5
M7-84	572	3932	1,5	15,7204	4,9	0,6727	6,8	0,0767	4,7	0,69	476,4	21,7	522,4	27,8	728,8	104,1	476,4	21,7	65,4
M7-85	786	10722	2,5	17,9462	1,4	0,4762	3,8	0,0620	3,6	0,93	387,7	13,4	395,5	12,6	441,3	32,3	387,7	13,4	87,9
M7-86	266	13694	14,6	16,9101	2,7	0,7216	5,5	0,0885	4,8	0,87	546,7	25,3	551,6	23,5	572,1	58,7	546,7	25,3	95,5
M7-87	132	10164	2,2	19,3803	5,2	0,3482	6,1	0,0489	3,0	0,50	308,0	9,1	303,4	15,9	267,7	120,4	308,0	9,1	115,1
M7-88	193	6294	1,8	19,5658	4,5	0,2944	5,0	0,0418	2,2	0,44	263,8	5,7	262,0	11,5	245,8	102,8	263,8	5,7	107,4
M7-90	645	2526	3,2	15,9634	4,2	0,4512	4,7	0,0522	2,1	0,44	328,2	6,7	378,1	14,8	696,1	89,6	328,2	6,7	47,2
M7-89	358	32664	3,7	13,3523	1,3	1,7873	2,7	0,1731	2,3	0,87	1029,1	21,9	1040,9	17,3	1065,7	26,8	1065,7	26,8	96,6
M7-92	311	14070	3,0	12,2154	1,6	1,7992	2,9	0,1594	2,4	0,83	953,4	21,2	1045,2	18,8	1242,2	31,2	1242,2	31,2	76,8
M7-91	367	22046	5,9	17,9368	2,0	0,5165	4,1	0,0672	3,6	0,87	419,2	14,5	422,8	14,2	442,5	45,3	419,2	14,5	94,8
M7-93	234	13916	1,7	18,2713	2,2	0,4637	3,6	0,0614	2,9	0,80	384,4	10,9	386,8	11,7	401,2	48,9	384,4	10,9	95,8
M7-94	64	4382	1,6	21,6483	14,5	0,3133	14,6	0,0492	1,1	0,07	309,6	3,2	276,7	35,3	7,7	351,1	309,6	3,2	4010,9
M7-95	300	12934	1,4	19,0190	4,3	0,3249	4,9	0,0448	2,3	0,48	282,6	6,4	285,6	12,1	310,7	97,0	282,6	6,4	91,0
M7-96	134	8390	1,3	17,1470	1,5	0,6865	2,6	0,0854	2,0	0,80	528,1	10,3	530,7	10,6	541,8	33,6	528,1	10,3	97,5
M7-97	314	11926	2,0	19,5779	3,2	0,2875	3,8	0,0408	2,0	0,54	257,9	5,2	256,6	8,6	244,4	73,7	257,9	5,2	105,6
M7-98	152	13350	2,7	18,5792	3,9	0,4684	5,0	0,0631	3,1	0,62	394,5	11,7	390,1	16,0	363,7	87,9	394,5	11,7	108,5
M7-99	339	12066	1,5	18,9491	2,3	0,3365	2,7	0,0463	1,4	0,51	291,5	4,0	294,5	7,0	319,0	53,3	291,5	4,0	91,4
M7-100	168	1846	1,4	17,4684	10,1	0,2755	12,1	0,0349	6,6	0,55	221,2	14,4	247,1	26,5	501,0	222,7	221,2	14,4	44,1
M7-66	834	1826	0,6	16,5533	14,1	0,2811	14,1	0,0337	0,9	0,06	213,9	1,8	251,5	31,4	618,3	305,2	213,9	1,8	34,6
Muestra M12 (36°12'34.85"S - 69°29'26.48"O)																			
M12-1	83	5363	1,2	18,9633	5,2	0,4690	5,3	0,0645	1,0	0,18	402,9	3,7	390,5	17,1	317,3	118,3	402,9	3,7	127,0
M12-2	85	6045	1,6	18,7660	4,8	0,4944	5,0	0,0673	1,3	0,27	419,8	5,4	407,9	16,9	341,1	109,6	419,8	5,4	123,1
M12-3	237	73995	2,0	12,0505	1,4	2,4445	2,1	0,2136	1,6	0,77	1248,2	18,6	1255,8	15,3	1268,8	26,4	1268,8	26,4	98,4
M12-4	228	9938	1,0	18,6959	3,3	0,4912	3,4	0,0666	0,9	0,26	415,6	3,6	405,7	11,4	349,5	74,6	415,6	3,6	118,9
M12-5	365	1262	1,2	14,6706	16,2	0,3910	16,2	0,0416	0,8	0,05	262,8	2,0	335,1	46,3	873,5	337,3	262,8	2,0	30,1
M12-6	548	959	2,2	17,9633	8,9	0,5058	9,2	0,0659	2,2	0,23	411,4	8,6	415,6	31,4	439,2	199,3	411,4	8,6	93,7
M12-7	388	2451	1,4	17,1206	4,0	0,5082	4,3	0,0631	1,6	0,37	394,5	6,0	417,2	14,6	545,2	86,5	394,5	6,0	72,4

M12-8	46	3386	1,7	19,0203	11,8	0,4610	12,0	0,0636	2,3	0,19	397,4	8,7	384,9	38,6	310,5	269,7	397,4	8,7	128,0
M12-9	150	7790	1,3	18,5167	3,4	0,4881	3,5	0,0655	1,0	0,29	409,3	4,1	403,6	11,8	371,3	76,2	409,3	4,1	110,2
M12-10	585	1871	1,1	17,0653	4,5	0,3474	4,5	0,0430	0,5	0,11	271,4	1,3	302,8	11,7	552,2	97,3	271,4	1,3	49,1
M12-11	124	7322	1,7	18,8929	4,3	0,4706	4,6	0,0645	1,6	0,35	402,8	6,3	391,6	15,0	325,8	98,5	402,8	6,3	123,7
M12-12	106	6669	1,8	18,5006	3,4	0,4833	3,7	0,0648	1,5	0,39	405,0	5,7	400,3	12,2	373,2	76,4	405,0	5,7	108,5
M12-13	115	2307	1,2	17,2436	3,2	0,5359	3,9	0,0670	2,2	0,57	418,2	9,0	435,7	13,7	529,5	69,3	418,2	9,0	79,0
M12-15	186	8555	1,4	18,4215	3,1	0,5055	3,3	0,0675	0,9	0,29	421,3	3,8	415,4	11,2	382,8	70,8	421,3	3,8	110,0
M12-14	206	1500	1,0	16,7253	10,9	0,3849	11,8	0,0467	4,6	0,39	294,2	13,1	330,7	33,4	596,0	237,0	294,2	13,1	49,4
M12-17	152	1953	1,5	17,6755	15,3	0,5183	15,7	0,0664	3,6	0,23	414,7	14,4	424,0	54,4	475,0	339,6	414,7	14,4	87,3
M12-18	113	8541	1,7	19,0569	6,3	0,4450	6,9	0,0615	2,9	0,42	384,8	10,8	373,8	21,6	306,1	143,1	384,8	10,8	125,7
M12-19	68	4898	1,5	19,0953	8,2	0,4518	8,4	0,0626	1,7	0,20	391,3	6,4	378,6	26,5	301,5	187,5	391,3	6,4	129,8
M12-20	393	21344	1,8	18,3011	1,3	0,4771	1,4	0,0633	0,5	0,38	395,8	2,1	396,1	4,7	397,6	29,6	395,8	2,1	99,6
M12-21	690	40283	3,0	18,1254	1,1	0,5161	1,9	0,0678	1,5	0,79	423,1	6,0	422,5	6,4	419,1	25,6	423,1	6,0	101,0
M12-22	196	10646	1,8	18,5941	2,4	0,4649	2,7	0,0627	1,4	0,50	392,0	5,2	387,7	8,8	361,8	53,5	392,0	5,2	108,3
M12-23	348	4094	1,4	16,3847	11,8	0,5699	11,9	0,0677	1,7	0,14	422,4	6,9	457,9	43,8	640,4	253,5	422,4	6,9	66,0
M12-24	274	30758	1,0	12,8460	1,0	2,0000	1,6	0,1863	1,3	0,79	1101,5	13,1	1115,5	11,1	1142,9	20,1	1142,9	20,1	96,4
M12-25	96	4743	1,4	19,0587	4,3	0,4687	4,7	0,0648	1,8	0,38	404,7	6,9	390,3	15,2	305,9	98,8	404,7	6,9	132,3
M12-26	108	5867	1,8	18,7841	3,9	0,4668	4,0	0,0636	0,8	0,20	397,4	3,0	389,0	12,9	338,9	89,0	397,4	3,0	117,3
M12-27	41	4077	0,7	13,2882	1,9	1,8830	2,3	0,1815	1,4	0,59	1075,0	13,5	1075,1	15,2	1075,3	37,2	1075,3	37,2	100,0
M12-28	152	25095	3,7	13,6781	1,7	1,6402	6,3	0,1627	6,1	0,96	971,8	54,8	985,8	39,8	1017,0	35,2	1017,0	35,2	95,6
M12-29	96	5900	2,0	18,0118	4,0	0,4889	4,1	0,0639	0,8	0,19	399,1	2,9	404,2	13,6	433,2	89,0	399,1	2,9	92,1
M12-30	297	17274	1,5	15,9658	1,7	1,0128	1,8	0,1173	0,6	0,31	714,8	3,8	710,3	9,3	695,8	37,0	714,8	3,8	102,7
M12-31	404	27240	3,2	17,5034	1,8	0,6527	2,4	0,0829	1,5	0,65	513,2	7,5	510,1	9,5	496,6	39,7	513,2	7,5	103,3
M12-32	227	7401	1,5	18,4698	1,3	0,4694	2,7	0,0629	2,3	0,87	393,1	8,9	390,8	8,6	377,0	29,1	393,1	8,9	104,3
M12-33	236	5712	1,7	18,0395	3,8	0,4696	4,6	0,0614	2,6	0,57	384,4	9,7	390,9	15,0	429,7	84,8	384,4	9,7	89,4
M12-34	911	629	1,3	17,8383	18,9	0,4868	18,9	0,0630	1,4	0,08	393,7	5,4	402,7	63,0	454,7	422,2	393,7	5,4	86,6
M12-35	70	1448	0,9	20,4123	15,4	0,3016	15,5	0,0447	1,5	0,10	281,6	4,2	267,7	36,5	147,4	364,0	281,6	4,2	191,1
M12-36	185	1991	0,8	17,9588	7,1	0,4598	7,2	0,0599	1,1	0,16	375,0	4,2	384,2	23,1	439,7	158,5	375,0	4,2	85,3
M12-37	375	30956	1,9	16,7265	1,0	0,7691	1,8	0,0933	1,5	0,82	575,0	8,0	579,2	7,8	595,8	22,0	575,0	8,0	96,5
M12-38	324	18804	1,5	18,4719	1,9	0,4773	2,0	0,0639	0,5	0,25	399,6	1,9	396,2	6,6	376,7	43,6	399,6	1,9	106,1

M12-39	138	320	1,7	17,4690	24,6	0,5044	24,7	0,0639	2,1	0,08	399,4	8,1	414,7	84,3	501,0	549,2	399,4	8,1	79,7
M12-40	178	5328	2,2	17,7443	3,2	0,5075	3,8	0,0653	2,1	0,55	407,9	8,2	416,8	12,9	466,4	69,9	407,9	8,2	87,5
M12-41	188	10524	2,0	18,6528	2,1	0,4719	2,9	0,0638	2,0	0,68	399,0	7,6	392,5	9,4	354,8	48,2	399,0	7,6	112,5
M12-42	334	3320	2,0	11,9874	2,5	1,9589	3,5	0,1703	2,4	0,69	1013,8	22,5	1101,5	23,5	1279,1	49,7	1279,1	49,7	79,3
M12-43	150	7848	1,2	18,9508	3,7	0,4573	3,8	0,0629	0,9	0,23	393,0	3,3	382,4	12,1	318,8	84,1	393,0	3,3	123,3
M12-44	684	6066	1,9	18,2149	2,5	0,4837	2,6	0,0639	0,5	0,19	399,3	1,9	400,6	8,6	408,1	57,0	399,3	1,9	97,8
M12-45	226	19208	3,0	16,6576	1,1	0,7990	1,9	0,0965	1,5	0,80	594,0	8,7	596,3	8,6	604,7	24,4	594,0	8,7	98,2
M12-46	195	6851	1,6	18,1170	6,6	0,4720	6,8	0,0620	1,4	0,20	387,9	5,2	392,6	22,0	420,2	147,8	387,9	5,2	92,3
M12-48	407	15038	1,4	18,6958	2,3	0,3060	2,5	0,0415	0,9	0,37	262,1	2,3	271,1	5,9	349,5	51,9	262,1	2,3	75,0
M12-49	225	452	0,9	18,3148	4,0	0,2958	4,7	0,0393	2,6	0,54	248,5	6,2	263,1	10,9	395,9	88,7	248,5	6,2	62,8
M12-50	251	40094	1,5	5,3232	0,5	13,4775	1,4	0,5203	1,3	0,93	2700,6	28,0	2713,7	12,9	2723,5	8,2	2723,5	8,2	99,2
M12-51	207	3333	1,8	18,7668	5,7	0,2943	5,7	0,0401	0,7	0,12	253,2	1,7	261,9	13,2	341,0	128,3	253,2	1,7	74,2
M12-52	179	14664	1,7	18,6861	4,2	0,4402	4,4	0,0597	1,1	0,25	373,5	4,0	370,4	13,5	350,7	95,5	373,5	4,0	106,5
M12-54	133	9912	1,9	18,3610	2,0	0,4680	2,1	0,0623	0,5	0,24	389,7	1,9	389,8	6,7	390,2	44,7	389,7	1,9	99,9
M12-55	391	1017	1,5	13,9975	23,7	0,5901	23,9	0,0599	2,6	0,11	375,0	9,6	470,9	90,3	970,1	491,1	375,0	9,6	38,7
M12-56	505	13880	1,6	17,9664	1,1	0,4805	1,3	0,0626	0,7	0,55	391,5	2,7	398,4	4,2	438,8	23,9	391,5	2,7	89,2
M12-57	99	1785	1,1	19,4822	9,2	0,2931	9,3	0,0414	1,6	0,17	261,6	4,2	261,0	21,5	255,6	211,6	261,6	4,2	102,3
M12-58	739	1727	1,3	16,1799	4,8	0,5310	4,8	0,0623	0,8	0,16	389,7	3,0	432,5	17,0	667,4	102,3	389,7	3,0	58,4
M12-59	692	3927	2,3	17,3382	4,1	0,5074	4,8	0,0638	2,4	0,50	398,7	9,3	416,7	16,3	517,5	90,7	398,7	9,3	77,0
M12-60	25	915	16,0	17,1593	18,0	0,6389	18,1	0,0795	2,1	0,12	493,2	10,2	501,6	71,8	540,2	395,9	493,2	10,2	91,3
M12-62	1003	576	1,0	12,8266	14,3	0,5686	15,6	0,0529	6,1	0,39	332,3	19,7	457,1	57,3	1146,0	286,0	332,3	19,7	29,0
M12-63	448	776	1,3	19,3648	15,0	0,4152	15,0	0,0583	1,3	0,09	365,3	4,6	352,6	44,7	269,5	344,5	365,3	4,6	135,6
M12-64	399	39267	2,2	15,8414	0,5	0,9662	1,3	0,1110	1,1	0,91	678,6	7,3	686,5	6,3	712,5	11,2	678,6	7,3	95,2
M12-65	192	9200	1,5	18,5187	1,6	0,4716	2,1	0,0633	1,5	0,68	395,9	5,6	392,3	7,0	371,0	35,3	395,9	5,6	106,7
M12-66	424	9245	1,7	19,3158	3,1	0,2890	4,2	0,0405	2,8	0,66	255,8	6,9	257,7	9,5	275,3	71,9	255,8	6,9	92,9
M12-67	397	8739	2,8	19,3034	1,8	0,3521	2,3	0,0493	1,4	0,60	310,2	4,2	306,3	6,0	276,8	41,7	310,2	4,2	112,1
M12-68	1117	1859	1,5	14,1390	18,0	0,5914	18,1	0,0606	2,2	0,12	379,6	7,9	471,8	68,6	949,5	371,7	379,6	7,9	40,0
M12-69	638	17979	1,0	18,2020	2,3	0,4935	2,5	0,0651	1,0	0,41	406,9	4,1	407,3	8,4	409,7	51,4	406,9	4,1	99,3
M12-70	146	19061	1,4	13,1136	0,8	1,9800	1,5	0,1883	1,2	0,84	1112,2	12,6	1108,7	9,9	1101,8	15,8	1101,8	15,8	100,9
M12-71	408	14544	1,0	18,4412	1,7	0,4879	2,1	0,0653	1,2	0,59	407,5	4,9	403,5	7,0	380,4	38,4	407,5	4,9	107,1

M12-72	225	1727	0,9	16,3013	4,5	0,4191	4,6	0,0495	1,1	0,23	311,7	3,3	355,4	13,7	651,3	95,6	311,7	3,3	47,9
M12-73	117	4202	1,3	18,3947	3,1	0,5171	3,1	0,0690	0,7	0,21	430,0	2,8	423,2	10,9	386,1	69,0	430,0	2,8	111,4
M12-74	600	22260	1,8	14,5771	0,9	1,3816	1,0	0,1461	0,5	0,49	878,9	4,1	881,1	6,0	886,7	18,4	878,9	4,1	99,1
M12-75	143	7010	1,1	18,4206	2,7	0,4826	2,9	0,0645	1,0	0,36	402,8	4,1	399,8	9,6	383,0	60,7	402,8	4,1	105,2
M12-76	166	3684	1,0	17,8676	7,3	0,5076	7,9	0,0658	3,1	0,39	410,7	12,1	416,8	26,9	451,0	161,5	410,7	12,1	91,0
M12-77	11	11523	7,3	13,5496	19,4	0,9155	19,6	0,0900	2,1	0,11	555,3	11,1	660,0	95,2	1036,1	396,3	555,3	11,1	53,6
M12-79	386	7494	1,1	19,5776	1,2	0,3017	2,2	0,0428	1,9	0,85	270,4	5,0	267,7	5,3	244,4	27,0	270,4	5,0	110,7
M12-80	255	5465	1,0	17,7339	2,3	0,4972	2,6	0,0640	1,3	0,50	399,6	5,0	409,8	8,8	467,7	49,9	399,6	5,0	85,4
M12-81	1098	13556	2,1	18,0936	1,6	0,4710	1,7	0,0618	0,5	0,31	386,6	2,0	391,9	5,6	423,1	36,5	386,6	2,0	91,4
M12-82	268	8826	1,2	20,1686	3,7	0,2793	3,7	0,0408	0,5	0,14	258,1	1,3	250,1	8,2	175,4	85,8	258,1	1,3	147,1
M12-83	537	642	1,2	13,5453	7,3	0,6114	7,4	0,0601	1,5	0,20	376,0	5,3	484,5	28,7	1036,7	147,5	376,0	5,3	36,3
M12-84	215	19770	2,5	12,9460	0,9	1,9206	3,6	0,1803	3,5	0,97	1068,8	34,0	1088,3	23,9	1127,5	18,5	1127,5	18,5	94,8
M12-85	194	1779	0,9	16,8874	6,2	0,5149	6,2	0,0631	1,0	0,17	394,3	3,9	421,8	21,5	575,0	133,9	394,3	3,9	68,6
M12-86	519	447	0,9	12,1059	9,8	0,6302	9,9	0,0553	1,2	0,12	347,2	4,2	496,2	38,8	1259,9	191,9	347,2	4,2	27,6
M12-87	805	534	0,9	11,4831	27,7	0,5865	27,8	0,0488	2,9	0,10	307,5	8,6	468,7	104,9	1362,3	544,2	307,5	8,6	22,6
M12-88	104	5331	1,5	18,5008	3,6	0,4794	3,7	0,0643	0,5	0,14	401,9	1,9	397,7	12,1	373,2	82,0	401,9	1,9	107,7
M12-89	492	1103	1,2	14,3016	16,6	0,6111	16,7	0,0634	1,2	0,07	396,2	4,4	484,2	64,3	926,1	343,8	396,2	4,4	42,8
M12-90	762	681	1,1	14,1119	4,5	0,5579	4,9	0,0571	1,9	0,39	358,0	6,6	450,2	17,7	953,4	92,0	358,0	6,6	37,5
M12-91	252	10590	1,1	18,4847	1,8	0,4546	3,1	0,0609	2,6	0,83	381,4	9,6	380,5	10,0	375,1	39,6	381,4	9,6	101,7
M12-92	351	3629	1,7	17,0305	9,7	0,3985	10,0	0,0492	2,5	0,25	309,7	7,5	340,5	29,1	556,6	212,9	309,7	7,5	55,6
M12-93	197	9299	0,9	18,7861	2,7	0,4639	3,7	0,0632	2,5	0,67	395,1	9,5	387,0	11,8	338,6	61,4	395,1	9,5	116,7
M12-94	228	8412	1,0	18,5197	2,9	0,4689	3,4	0,0630	1,7	0,51	393,7	6,6	390,4	11,0	370,9	65,9	393,7	6,6	106,2
M12-95	245	6564	1,1	18,6674	3,1	0,4455	4,1	0,0603	2,7	0,66	377,5	9,9	374,1	12,8	353,0	69,1	377,5	9,9	106,9
M12-96	224	5445	1,1	18,4389	2,1	0,4579	2,3	0,0612	0,8	0,36	383,1	3,0	382,8	7,3	380,7	47,8	383,1	3,0	100,6
M12-98	193	6731	1,4	18,3056	5,6	0,4993	6,0	0,0663	2,1	0,36	413,7	8,5	411,2	20,1	397,0	124,8	413,7	8,5	104,2
M12-100	816	320	1,0	11,2381	3,7	0,6560	4,4	0,0535	2,4	0,56	335,8	8,0	512,2	17,7	1403,8	70,0	335,8	8,0	23,9
Muestra M37 (36°12'11.99"S - 69°28'34.32"O)																			
M37-1	66	13765	2,5	12,4503	2,9	2,3361	3,3	0,2109	1,6	0,49	1233,8	18,2	1223,3	23,5	1204,8	56,7	1204,8	56,7	102,4
M37-2	209	3435	0,9	18,1342	7,3	0,3100	7,3	0,0408	0,9	0,12	257,6	2,2	274,2	17,6	418,1	162,9	257,6	2,2	61,6
M37-3	261	12105	4,9	17,3178	4,5	0,6011	6,1	0,0755	4,1	0,67	469,2	18,6	477,9	23,2	520,0	98,9	469,2	18,6	90,2

M37-4	205	14523	1,5	18,6428	5,3	0,4317	7,9	0,0584	5,9	0,74	365,7	21,0	364,4	24,3	355,9	120,1	365,7	21,0	102,7
M37-5	214	5225	3,6	11,9246	3,8	2,1040	4,1	0,1820	1,4	0,34	1077,7	13,9	1150,1	27,9	1289,3	74,2	1289,3	74,2	83,6
M37-6	179	11668	1,4	18,6510	5,2	0,4721	5,4	0,0639	1,6	0,30	399,0	6,3	392,6	17,6	355,0	116,6	399,0	6,3	112,4
M37-8	239	10040	1,7	20,2267	8,4	0,2987	8,5	0,0438	1,5	0,17	276,4	3,9	265,4	19,9	168,7	195,9	276,4	3,9	163,9
M37-7	586	15623	2,1	18,6293	2,1	0,4642	3,0	0,0627	2,1	0,71	392,2	8,1	387,2	9,6	357,6	47,5	392,2	8,1	109,7
M37-9	579	38335	5,1	17,2111	2,5	0,6936	3,1	0,0866	1,9	0,60	535,2	9,6	534,9	13,0	533,6	54,5	535,2	9,6	100,3
M37-10	274	535	1,2	10,4352	12,5	0,5641	13,0	0,0427	3,7	0,29	269,5	9,9	454,2	47,7	1544,4	235,5	269,5	9,9	17,5
M37-11	347	11400	1,5	19,5409	2,7	0,3083	3,1	0,0437	1,5	0,49	275,7	4,2	272,9	7,5	248,7	62,3	275,7	4,2	110,9
M37-12	408	3285	0,8	18,4772	7,6	0,2996	7,8	0,0402	1,7	0,22	253,8	4,3	266,1	18,3	376,1	171,8	253,8	4,3	67,5
M37-13	124	5878	2,5	19,5262	7,7	0,2894	8,0	0,0410	2,2	0,27	259,0	5,6	258,1	18,2	250,4	176,6	259,0	5,6	103,4
M37-14	124	3350	0,6	20,5069	20,4	0,2712	20,5	0,0403	2,4	0,12	254,9	6,0	243,6	44,4	136,5	482,6	254,9	6,0	186,8
M37-15	401	3395	1,8	17,4243	4,4	0,3116	5,7	0,0394	3,7	0,65	249,0	9,1	275,4	13,8	506,6	95,7	249,0	9,1	49,1
M37-16	698	39898	5,9	16,9151	1,4	0,7130	2,4	0,0875	1,9	0,81	540,6	10,1	546,5	10,1	571,5	30,2	540,6	10,1	94,6
M37-17	132	7385	1,9	18,1272	6,8	0,4506	8,0	0,0592	4,3	0,53	371,0	15,5	377,7	25,4	418,9	152,1	371,0	15,5	88,6
M37-19	306	60355	3,2	12,0905	0,9	2,2572	2,1	0,1979	1,9	0,90	1164,2	19,9	1199,0	14,6	1262,4	17,8	1262,4	17,8	92,2
M37-20	51	5605	2,0	16,1174	7,2	0,8139	7,8	0,0951	3,0	0,38	585,9	16,8	604,7	35,6	675,7	154,2	585,9	16,8	86,7
M37-21	292	14645	1,6	18,3426	4,4	0,4711	4,5	0,0627	1,0	0,22	391,8	3,8	391,9	14,8	392,5	99,3	391,8	3,8	99,8
M37-23	88	3703	0,5	18,5471	7,1	0,5018	7,3	0,0675	1,4	0,20	421,0	5,8	412,9	24,6	367,6	160,5	421,0	5,8	114,6
M37-24	53	1658	0,5	18,8453	9,3	0,2780	9,4	0,0380	1,1	0,11	240,4	2,5	249,1	20,7	331,5	211,2	240,4	2,5	72,5
M37-25	257	15373	1,6	18,5309	3,3	0,4739	3,4	0,0637	0,7	0,19	398,0	2,5	393,9	11,1	369,5	74,9	398,0	2,5	107,7
M37-26	289	22818	0,9	16,8090	3,4	0,7738	4,3	0,0943	2,7	0,62	581,1	14,8	581,9	19,1	585,2	73,7	581,1	14,8	99,3
M37-27	180	15270	14,2	16,8873	4,6	0,7030	5,2	0,0861	2,5	0,47	532,4	12,6	540,6	21,7	575,0	99,2	532,4	12,6	92,6
M37-28	663	5725	1,6	17,0315	4,6	0,4290	5,5	0,0530	2,9	0,52	332,9	9,2	362,5	16,6	556,5	101,4	332,9	9,2	59,8
M37-29	42	2115	0,4	18,8908	14,3	0,5016	14,5	0,0687	1,9	0,13	428,4	7,7	412,8	49,1	326,0	326,9	428,4	7,7	131,4
M37-30	771	16403	8,9	14,6551	2,5	1,0062	5,9	0,1069	5,4	0,91	655,0	33,5	707,0	30,1	875,7	50,8	655,0	33,5	74,8
M37-31	225	9390	1,5	18,9968	8,1	0,3117	8,4	0,0429	2,0	0,24	271,0	5,4	275,5	20,2	313,3	184,9	271,0	5,4	86,5
M37-32	568	5733	2,3	17,3210	5,4	0,3504	5,7	0,0440	1,7	0,30	277,7	4,6	305,0	15,0	519,6	119,7	277,7	4,6	53,4
M37-33	198	9130	2,0	20,5760	9,1	0,2926	9,3	0,0437	2,0	0,22	275,5	5,4	260,6	21,4	128,6	214,4	275,5	5,4	214,2
M37-34	389	14828	1,2	19,6506	3,5	0,2933	3,8	0,0418	1,5	0,39	264,0	3,9	261,2	8,8	235,8	81,6	264,0	3,9	112,0
M37-35	350	25883	2,2	18,2636	2,6	0,4980	3,4	0,0660	2,2	0,65	411,8	8,9	410,3	11,6	402,2	58,3	411,8	8,9	102,4

M37-36	191	6490	2,2	19,4520	5,4	0,3035	5,7	0,0428	1,8	0,31	270,2	4,7	269,1	13,5	259,2	124,4	270,2	4,7	104,3
M37-37	190	8225	2,8	19,1733	6,3	0,3011	6,4	0,0419	1,3	0,20	264,4	3,2	267,3	15,0	292,2	142,9	264,4	3,2	90,5
M37-39	278	14463	1,6	18,2599	2,7	0,4779	3,1	0,0633	1,5	0,48	395,6	5,8	396,7	10,2	402,6	60,8	395,6	5,8	98,3
M37-38	120	21115	2,8	13,2116	1,8	1,9562	2,7	0,1874	2,0	0,75	1107,5	20,8	1100,6	18,3	1086,9	36,3	1086,9	36,3	101,9
M37-40	475	19278	1,4	17,3073	2,2	0,5974	3,5	0,0750	2,8	0,78	466,1	12,4	475,6	13,5	521,4	49,1	466,1	12,4	89,4
M37-41	684	6148	2,3	18,2422	3,1	0,3012	6,3	0,0399	5,5	0,87	251,9	13,5	267,3	14,8	404,8	70,3	251,9	13,5	62,2
M37-42	589	5718	0,7	17,1113	3,7	0,5148	3,7	0,0639	0,5	0,14	399,2	2,0	421,6	12,9	546,3	80,7	399,2	2,0	73,1
M37-43	598	10498	7,9	17,0410	1,8	0,5659	3,8	0,0699	3,3	0,88	435,8	14,0	455,3	13,8	555,3	39,1	435,8	14,0	78,5
M37-44	923	1490	1,9	17,8034	4,8	0,4404	5,1	0,0569	1,8	0,35	356,5	6,2	370,5	16,0	459,1	107,2	356,5	6,2	77,7
M37-46	862	16425	6,5	14,9251	3,2	0,9461	3,3	0,1024	0,8	0,25	628,5	5,0	676,1	16,4	837,8	66,8	628,5	5,0	75,0
M37-47	737	11725	1,6	17,6555	4,0	0,4601	5,6	0,0589	3,9	0,70	369,0	14,0	384,3	17,9	477,5	88,6	369,0	14,0	77,3
M37-48	375	16213	1,2	18,6328	3,3	0,4790	4,6	0,0647	3,2	0,69	404,3	12,5	397,4	15,2	357,2	75,0	404,3	12,5	113,2
M37-49	257	8808	2,3	19,3325	5,1	0,2875	5,9	0,0403	3,1	0,52	254,8	7,7	256,6	13,4	273,3	116,4	254,8	7,7	93,2
M37-50	273	10968	1,8	18,5339	2,2	0,4155	3,2	0,0559	2,3	0,73	350,3	7,9	352,8	9,5	369,2	49,2	350,3	7,9	94,9
M37-51	264	4495	1,6	16,6062	9,9	0,4445	10,4	0,0535	3,1	0,30	336,2	10,1	373,4	32,4	611,4	214,1	336,2	10,1	55,0
M37-52	774	2105	5,0	14,0739	3,5	0,6462	4,1	0,0660	2,0	0,50	411,8	8,1	506,1	16,2	958,9	71,9	411,8	8,1	42,9
M37-53	285	3775	1,6	17,7202	10,1	0,3587	10,4	0,0461	2,3	0,23	290,5	6,6	311,2	27,8	469,4	223,8	290,5	6,6	61,9
M37-54	101	2043	0,6	19,6941	10,4	0,2522	10,7	0,0360	2,2	0,21	228,1	5,0	228,3	21,8	230,7	241,4	228,1	5,0	98,9
M37-55	88	853	2,2	16,2670	13,1	0,5251	13,7	0,0620	4,0	0,29	387,5	15,2	428,6	48,0	655,9	282,4	387,5	15,2	59,1
M37-56	224	15298	1,7	18,4145	3,4	0,4739	3,6	0,0633	1,1	0,31	395,6	4,2	393,9	11,6	383,7	75,9	395,6	4,2	103,1
M37-57	630	13553	10,8	18,3449	1,9	0,3900	3,8	0,0519	3,3	0,86	326,1	10,4	334,3	10,8	392,2	43,4	326,1	10,4	83,1
M37-58	426	13750	4,7	19,3027	2,0	0,2964	2,3	0,0415	1,2	0,50	262,1	3,0	263,6	5,4	276,9	46,5	262,1	3,0	94,6
M37-59	184	1860	2,1	15,9059	13,9	0,3645	14,3	0,0420	3,5	0,25	265,5	9,1	315,6	38,8	703,8	296,1	265,5	9,1	37,7
M37-60	341	15935	2,9	19,4226	3,1	0,3138	3,3	0,0442	1,2	0,35	278,9	3,2	277,1	8,1	262,7	71,7	278,9	3,2	106,2
M37-61	527	30443	4,0	13,1596	2,6	1,6932	5,8	0,1616	5,1	0,89	965,7	46,0	1006,0	36,8	1094,8	52,5	1094,8	52,5	88,2
M37-62	180	10348	2,1	19,9816	4,5	0,2910	5,5	0,0422	3,2	0,57	266,3	8,3	259,3	12,7	197,1	105,4	266,3	8,3	135,1
M37-63	333	16078	1,2	18,5691	2,3	0,4414	2,6	0,0594	1,2	0,45	372,3	4,2	371,3	8,1	364,9	52,6	372,3	4,2	102,0
M37-64	346	10275	0,9	18,2817	4,1	0,4355	4,2	0,0577	1,1	0,26	361,9	3,9	367,1	13,1	399,9	91,7	361,9	3,9	90,5
M37-65	245	7233	1,2	17,1739	11,6	0,4675	11,8	0,0582	1,9	0,16	364,9	6,6	389,5	38,1	538,3	255,1	364,9	6,6	67,8
M37-66	456	5658	2,5	17,4989	10,1	0,3260	10,2	0,0414	1,3	0,13	261,3	3,4	286,5	25,3	497,2	222,2	261,3	3,4	52,6

M37-67	610	14115	1,8	19,1169	1,8	0,3196	2,2	0,0443	1,3	0,59	279,5	3,6	281,6	5,5	299,0	41,0	279,5	3,6	93,5
M37-68	594	60420	1,6	13,7009	1,9	1,6968	3,8	0,1686	3,3	0,87	1004,4	30,6	1007,3	24,2	1013,6	37,9	1013,6	37,9	99,1
M37-69	692	6963	2,4	18,8246	1,8	0,3185	2,2	0,0435	1,2	0,54	274,4	3,1	280,7	5,3	334,0	41,3	274,4	3,1	82,1
M37-70	79	2483	0,8	18,0151	16,8	0,3140	17,0	0,0410	2,2	0,13	259,2	5,6	277,3	41,2	432,8	377,3	259,2	5,6	59,9
M37-71	463	3075	1,7	15,7076	13,1	0,3474	13,4	0,0396	2,9	0,22	250,2	7,1	302,8	35,1	730,5	278,4	250,2	7,1	34,3
M37-72	288	7320	1,3	19,0049	3,7	0,2915	4,2	0,0402	2,0	0,49	253,9	5,1	259,7	9,6	312,4	83,6	253,9	5,1	81,3
M37-73	168	7415	1,6	19,8812	5,8	0,2886	6,7	0,0416	3,3	0,49	262,9	8,5	257,5	15,2	208,8	135,3	262,9	8,5	125,9
M37-74	585	8573	1,5	18,9783	2,8	0,3027	3,0	0,0417	0,9	0,29	263,1	2,2	268,5	7,0	315,5	64,4	263,1	2,2	83,4
M37-76	380	29630	1,3	16,5813	1,4	0,8258	3,7	0,0993	3,5	0,93	610,4	20,3	611,3	17,2	614,7	30,0	610,4	20,3	99,3
M37-77	255	9350	1,6	20,0430	4,9	0,2707	5,1	0,0394	1,6	0,30	248,8	3,8	243,3	11,0	190,0	113,0	248,8	3,8	130,9
M37-79	762	43515	2,4	18,4356	1,9	0,4662	4,9	0,0623	4,5	0,92	389,8	17,1	388,6	15,8	381,1	42,3	389,8	17,1	102,3
M37-78	582	22898	2,4	16,8284	1,5	0,6957	4,0	0,0849	3,7	0,92	525,3	18,7	536,2	16,7	582,6	33,0	525,3	18,7	90,2
M37-80	188	9730	1,3	18,4394	3,8	0,4496	5,8	0,0601	4,4	0,76	376,4	16,1	377,0	18,3	380,7	85,1	376,4	16,1	98,9
M37-81	657	14735	1,8	17,9057	8,6	0,4097	9,1	0,0532	3,0	0,33	334,2	9,7	348,7	26,9	446,3	192,1	334,2	9,7	74,9
M37-82	49	1510	0,5	19,1668	10,1	0,2548	10,9	0,0354	4,2	0,39	224,4	9,4	230,5	22,5	293,0	230,5	224,4	9,4	76,6
M37-83	137	27630	3,6	12,2008	1,3	2,3889	2,5	0,2114	2,1	0,86	1236,2	23,6	1239,3	17,6	1244,6	24,9	1244,6	24,9	99,3
M37-84	198	5445	1,2	19,6972	6,3	0,2955	6,6	0,0422	1,9	0,29	266,6	4,9	262,9	15,2	230,3	145,2	266,6	4,9	115,7
M37-85	339	49980	3,4	13,5649	1,9	1,7490	2,5	0,1721	1,7	0,67	1023,5	16,1	1026,8	16,3	1033,8	37,8	1033,8	37,8	99,0
M37-86	412	26633	1,1	17,2120	1,2	0,6726	3,9	0,0840	3,8	0,95	519,8	18,7	522,3	16,1	533,5	25,9	519,8	18,7	97,4
M37-87	54	5505	1,6	14,6201	3,4	1,3572	6,0	0,1439	5,0	0,83	866,7	40,5	870,7	35,3	880,6	70,3	866,7	40,5	98,4
M37-88	208	16863	1,2	16,5255	2,4	0,8243	4,0	0,0988	3,2	0,79	607,4	18,3	610,5	18,3	621,9	52,5	607,4	18,3	97,7
M37-89	159	8998	1,0	18,5876	2,6	0,4448	5,1	0,0600	4,4	0,86	375,4	15,9	373,7	15,9	362,6	59,0	375,4	15,9	103,5
M37-90	199	3703	1,6	16,2213	6,2	0,5019	6,8	0,0590	2,7	0,40	369,8	9,6	413,0	22,9	661,9	132,9	369,8	9,6	55,9
M37-91	640	910	0,4	21,5815	18,3	0,2647	18,7	0,0414	4,1	0,22	261,7	10,4	238,4	39,8	15,2	441,9	261,7	10,4	1725,8
M37-92	176	24480	2,4	12,3116	1,3	2,2852	2,6	0,2040	2,2	0,86	1197,0	24,0	1207,7	18,2	1226,9	26,1	1226,9	26,1	97,6
M37-93	244	12230	2,2	19,7172	5,4	0,3136	5,9	0,0449	2,3	0,39	282,8	6,4	277,0	14,2	228,0	124,3	282,8	6,4	124,1
M37-94	221	3875	1,6	16,3421	4,2	0,6512	4,3	0,0772	0,7	0,17	479,3	3,4	509,2	17,3	646,0	91,3	479,3	3,4	74,2
M37-95	155	10303	2,2	17,9878	3,5	0,5546	3,7	0,0724	1,3	0,36	450,3	5,8	448,0	13,5	436,1	77,7	450,3	5,8	103,3
M37-96	172	9533	1,2	18,3228	4,8	0,4559	7,4	0,0606	5,7	0,76	379,2	20,9	381,4	23,6	394,9	107,6	379,2	20,9	96,0
M37-97	136	2168	1,1	20,2248	11,1	0,1192	11,1	0,0175	0,6	0,06	111,7	0,7	114,3	12,0	168,9	259,8	111,7	0,7	66,1

M37-98	336	20070	1,3	15,3773	1,1	1,0156	3,5	0,1133	3,3	0,95	691,7	21,9	711,7	17,9	775,3	22,2	691,7	21,9	89,2
M37-99	233	14578	2,0	17,8469	4,9	0,5203	5,5	0,0673	2,5	0,45	420,2	10,2	425,4	19,2	453,6	109,2	420,2	10,2	92,6
M37-100	238	6295	2,9	15,1224	7,4	0,7638	8,6	0,0838	4,5	0,52	518,6	22,3	576,2	37,9	810,4	154,0	518,6	22,3	64,0
Muestra M25/26 (36°12'27.18"S - 69°29'6.94"O)																			
M25/26-1	294	17753	1,1	18,3525	1,0	0,4715	1,6	0,0628	1,2	0,76	392,4	4,5	392,2	5,1	391,3	22,7	392,4	4,5	100,3
M25/26-2	432	6821	1,0	18,0971	1,2	0,4855	1,3	0,0637	0,5	0,40	398,2	1,9	401,8	4,2	422,6	25,8	398,2	1,9	94,2
M25/26-3	131	3507	1,9	19,8878	5,4	0,2876	5,8	0,0415	2,0	0,35	262,1	5,1	256,7	13,0	208,0	125,2	262,1	5,1	126,0
M25/26-4	242	5847	1,0	19,4546	4,7	0,3012	5,4	0,0425	2,6	0,48	268,3	6,8	267,4	12,6	258,9	107,9	268,3	6,8	103,6
M25/26-5	252	8319	0,6	18,4880	2,2	0,4588	2,6	0,0615	1,5	0,56	384,9	5,5	383,4	8,4	374,7	49,1	384,9	5,5	102,7
M25/26-6	200	4113	1,5	19,3356	2,4	0,3058	3,1	0,0429	1,9	0,63	270,7	5,1	270,9	7,3	272,9	54,4	270,7	5,1	99,2
M25/26-7	236	8934	1,2	19,6419	3,0	0,2928	3,4	0,0417	1,6	0,47	263,4	4,1	260,7	7,7	236,8	68,4	263,4	4,1	111,2
M25/26-8	248	3708	0,9	16,8666	9,4	0,5152	9,4	0,0630	1,0	0,10	394,0	3,7	421,9	32,5	577,7	203,9	394,0	3,7	68,2
M25/26-9	163	28871	2,7	11,9490	0,8	2,4979	2,7	0,2165	2,6	0,96	1263,2	30,1	1271,4	19,8	1285,3	15,4	1285,3	15,4	98,3
M25/26-11	193	15578	1,0	18,5923	1,5	0,4594	2,7	0,0619	2,2	0,82	387,4	8,3	383,8	8,6	362,1	34,3	387,4	8,3	107,0
M25/26-12	789	6239	1,3	18,9533	1,8	0,2825	2,0	0,0388	0,8	0,41	245,6	1,9	252,7	4,4	318,5	40,4	245,6	1,9	77,1
M25/26-13	854	1437	1,2	16,3235	2,7	0,3957	3,1	0,0468	1,5	0,49	295,1	4,4	338,5	8,9	648,4	58,2	295,1	4,4	45,5
M25/26-14	147	11904	2,9	12,0982	2,2	2,4490	3,7	0,2149	3,0	0,80	1254,8	33,8	1257,1	26,5	1261,2	42,7	1261,2	42,7	99,5
M25/26-15	251	13092	1,0	18,6781	2,3	0,4502	2,7	0,0610	1,5	0,54	381,6	5,5	377,4	8,6	351,7	51,5	381,6	5,5	108,5
M25/26-16	228	13113	1,6	17,9886	3,8	0,4742	3,9	0,0619	0,8	0,21	387,0	3,0	394,1	12,6	436,0	84,2	387,0	3,0	88,8
M25/26-17	32	1382	1,3	19,7848	3,4	0,2878	5,1	0,0413	3,7	0,74	260,9	9,6	256,8	11,5	220,1	79,2	260,9	9,6	118,5
M25/26-18	242	20241	4,2	18,3277	2,0	0,4612	3,0	0,0613	2,3	0,75	383,6	8,4	385,1	9,7	394,3	44,7	383,6	8,4	97,3
M25/26-19	338	19590	1,2	18,7438	2,3	0,4616	2,8	0,0628	1,6	0,57	392,4	6,0	385,4	8,9	343,8	51,6	392,4	6,0	114,1
M25/26-20	187	6750	0,5	18,4730	2,5	0,4938	2,7	0,0662	1,2	0,43	413,0	4,7	407,5	9,1	376,6	55,3	413,0	4,7	109,7
M25/26-21	216	9843	1,3	18,6109	1,5	0,4300	3,0	0,0580	2,6	0,87	363,7	9,1	363,2	9,0	359,8	33,1	363,7	9,1	101,1
M25/26-22	373	16665	1,4	18,4236	1,6	0,4566	2,7	0,0610	2,2	0,81	381,8	8,0	381,9	8,5	382,6	35,4	381,8	8,0	99,8
M25/26-23	376	39099	2,8	16,5389	1,0	0,8376	1,3	0,1005	0,8	0,66	617,2	4,9	617,8	5,8	620,2	20,6	617,2	4,9	99,5
M25/26-24	157	9012	1,4	18,8154	2,7	0,4560	3,1	0,0622	1,6	0,51	389,2	6,0	381,5	9,8	335,1	60,3	389,2	6,0	116,1
M25/26-25	209	15588	1,5	18,6056	2,0	0,4665	2,5	0,0630	1,5	0,61	393,5	5,8	388,8	8,1	360,5	44,8	393,5	5,8	109,2
M25/26-26	445	69183	4,8	15,4602	0,8	1,0069	4,0	0,1129	3,9	0,98	689,6	25,3	707,3	20,1	764,0	17,1	689,6	25,3	90,3
M25/26-27	250	28722	2,8	16,8169	1,0	0,8034	3,2	0,0980	3,1	0,95	602,6	17,7	598,7	14,6	584,1	21,3	602,6	17,7	103,2

M25/26-28	264	3401	1,5	17,6699	3,5	0,4741	3,6	0,0608	1,1	0,30	380,2	4,1	394,0	11,8	475,7	76,3	380,2	4,1	79,9
M25/26-29	501	12578	1,4	16,2317	2,8	0,7534	3,6	0,0887	2,3	0,63	547,8	11,9	570,2	15,5	660,5	59,1	547,8	11,9	82,9
M25/26-30	300	16592	3,2	18,6124	1,5	0,4617	3,5	0,0623	3,2	0,91	389,8	12,0	385,5	11,2	359,6	33,1	389,8	12,0	108,4
M25/26-31	199	20345	2,2	17,0165	1,8	0,7615	2,4	0,0940	1,6	0,65	579,0	8,7	574,9	10,6	558,5	40,3	579,0	8,7	103,7
M25/26-32	145	7065	1,1	18,3869	4,0	0,4487	4,0	0,0598	0,5	0,12	374,6	1,8	376,4	12,7	387,1	90,2	374,6	1,8	96,8
M25/26-33	498	39171	6,1	17,0558	1,5	0,6871	2,1	0,0850	1,6	0,72	525,8	7,8	531,0	8,8	553,4	32,2	525,8	7,8	95,0
M25/26-34	239	16740	1,4	18,7199	3,0	0,4493	3,4	0,0610	1,6	0,46	381,7	5,8	376,8	10,6	346,6	67,7	381,7	5,8	110,1
M25/26-35	205	7875	1,3	18,9902	2,6	0,4172	3,2	0,0575	1,8	0,57	360,1	6,4	354,0	9,6	314,1	59,6	360,1	6,4	114,6
M25/26-36	332	4047	1,0	18,1073	3,0	0,4071	3,2	0,0535	1,0	0,32	335,7	3,3	346,8	9,4	421,4	68,0	335,7	3,3	79,7
M25/26-37	109	10193	1,7	17,4616	1,5	0,6547	4,4	0,0829	4,2	0,94	513,5	20,6	511,4	17,7	501,9	32,1	513,5	20,6	102,3
M25/26-38	127	24756	2,5	12,5970	3,5	1,9831	5,1	0,1812	3,7	0,73	1073,4	36,9	1109,8	34,7	1181,7	69,7	1181,7	69,7	90,8
M25/26-39	123	6258	2,8	20,1935	4,5	0,2627	7,2	0,0385	5,6	0,78	243,4	13,4	236,8	15,2	172,5	106,0	243,4	13,4	141,0
M25/26-40	172	6864	2,1	18,5569	2,2	0,4189	4,3	0,0564	3,7	0,86	353,5	12,7	355,2	12,9	366,4	49,7	353,5	12,7	96,5
M25/26-41	172	6153	1,4	18,5532	3,3	0,4405	3,6	0,0593	1,5	0,42	371,2	5,5	370,6	11,2	366,8	74,0	371,2	5,5	101,2
M25/26-42	249	9707	0,9	18,5852	1,5	0,4407	2,9	0,0594	2,5	0,85	372,0	8,9	370,7	9,0	362,9	34,9	372,0	8,9	102,5
M25/26-43	233	6368	0,9	17,8468	3,1	0,4666	3,4	0,0604	1,5	0,42	378,0	5,4	388,8	11,1	453,6	69,2	378,0	5,4	83,3
M25/26-45	134	375	0,7	17,8614	15,6	0,5021	16,2	0,0650	4,3	0,27	406,2	16,9	413,1	55,0	451,8	348,8	406,2	16,9	89,9
M25/26-44	373	57923	2,0	13,0468	1,2	1,9677	1,5	0,1862	1,0	0,65	1100,7	10,2	1104,5	10,4	1112,0	23,4	1112,0	23,4	99,0
M25/26-46	291	13334	1,6	18,2685	1,2	0,4595	1,5	0,0609	0,9	0,58	381,0	3,3	383,9	4,9	401,6	27,7	381,0	3,3	94,9
M25/26-48	116	4440	0,8	18,8467	3,0	0,4507	3,6	0,0616	2,1	0,57	385,4	7,7	377,8	11,4	331,4	67,0	385,4	7,7	116,3
M25/26-47	150	12392	1,2	18,7447	3,0	0,4587	3,0	0,0624	0,5	0,17	390,0	1,9	383,4	9,6	343,6	66,9	390,0	1,9	113,5
M25/26-49	452	14589	1,5	18,1808	1,3	0,4382	1,6	0,0578	1,0	0,59	362,1	3,4	369,0	5,1	412,3	29,8	362,1	3,4	87,8
M25/26-50	96	9807	2,0	18,2831	4,6	0,4687	5,0	0,0621	2,1	0,41	388,7	7,7	390,3	16,2	399,8	102,6	388,7	7,7	97,2
M25/26-51	166	11310	1,7	18,4074	2,7	0,4851	2,7	0,0648	0,5	0,18	404,5	2,0	401,6	9,0	384,6	59,7	404,5	2,0	105,2
M25/26-52	158	10055	1,1	18,4906	2,5	0,4670	2,7	0,0626	1,0	0,37	391,6	3,8	389,1	8,7	374,4	56,4	391,6	3,8	104,6
M25/26-53	129	6915	1,3	18,9191	3,3	0,4644	3,6	0,0637	1,5	0,40	398,2	5,6	387,3	11,7	322,7	76,0	398,2	5,6	123,4
M25/26-54	122	7161	1,1	18,9626	4,0	0,4632	4,2	0,0637	1,4	0,33	398,1	5,3	386,4	13,5	317,4	89,9	398,1	5,3	125,4
M25/26-55	214	12504	1,5	18,4294	1,4	0,4729	1,5	0,0632	0,5	0,35	395,1	2,0	393,2	4,9	381,9	31,4	395,1	2,0	103,5
M25/26-56	498	55950	4,9	16,6823	1,1	0,7797	1,3	0,0943	0,8	0,59	581,2	4,3	585,3	5,8	601,5	23,0	581,2	4,3	96,6
M25/26-57	712	15156	2,0	18,0467	1,3	0,4680	2,7	0,0613	2,4	0,89	383,3	8,9	389,8	8,8	428,9	28,1	383,3	8,9	89,4

M25/26-58	157	12126	2,1	18,6896	2,6	0,4701	2,8	0,0637	0,9	0,32	398,2	3,4	391,2	9,0	350,3	59,4	398,2	3,4	113,7
M25/26-59	449	20453	1,8	18,4267	1,1	0,4588	1,3	0,0613	0,7	0,53	383,6	2,6	383,4	4,2	382,2	25,0	383,6	2,6	100,4
M25/26-60	212	11633	1,2	18,6068	1,7	0,4647	1,9	0,0627	0,8	0,41	392,1	2,9	387,5	6,1	360,3	39,1	392,1	2,9	108,8
M25/26-62	73	5058	1,7	18,9388	3,6	0,4588	3,7	0,0630	0,7	0,18	394,0	2,5	383,4	11,7	320,3	81,9	394,0	2,5	123,0
M25/26-61	105	390	1,4	18,0131	17,6	0,5430	18,0	0,0709	4,0	0,22	441,8	17,1	440,4	64,5	433,0	394,1	441,8	17,1	102,0
M25/26-63	83	4295	1,7	18,9114	4,2	0,4485	4,4	0,0615	1,1	0,24	384,8	4,0	376,2	13,7	323,6	96,1	384,8	4,0	118,9
M25/26-64	56	3977	1,3	18,1132	3,4	0,4883	3,6	0,0642	0,9	0,25	400,8	3,5	403,8	11,8	420,7	76,7	400,8	3,5	95,3
M25/26-65	201	10875	0,9	18,5103	1,4	0,4796	1,6	0,0644	0,9	0,53	402,2	3,4	397,8	5,4	372,0	31,2	402,2	3,4	108,1
M25/26-66	59	3401	1,7	22,3350	14,0	0,2552	14,1	0,0413	1,4	0,10	261,1	3,6	230,8	29,1	-68,0	343,9	261,1	3,6	-384,1
M25/26-67	205	20333	5,0	17,1538	1,2	0,6783	1,6	0,0844	1,0	0,67	522,3	5,2	525,8	6,4	540,9	25,6	522,3	5,2	96,6
M25/26-68	128	14001	2,4	16,5169	2,3	0,8140	3,2	0,0975	2,3	0,70	599,8	12,9	604,7	14,6	623,1	49,3	599,8	12,9	96,3
M25/26-69	704	76877	22,8	15,6638	1,8	1,0408	3,3	0,1182	2,8	0,85	720,4	19,2	724,3	17,2	736,4	37,1	720,4	19,2	97,8
M25/26-71	298	104337	3,2	5,4358	1,4	9,2898	1,9	0,3662	1,3	0,67	2011,7	22,6	2367,0	17,8	2688,9	23,8	2688,9	23,8	74,8
M25/26-73	131	21786	1,5	16,7632	1,8	0,7648	2,4	0,0930	1,6	0,67	573,1	8,8	576,8	10,5	591,1	38,2	573,1	8,8	97,0
M25/26-74	91	7076	1,8	18,5820	3,8	0,4655	4,0	0,0627	1,2	0,30	392,2	4,6	388,1	12,9	363,3	86,2	392,2	4,6	108,0
M25/26-75	175	10242	0,8	18,9735	3,9	0,4388	6,0	0,0604	4,6	0,77	378,0	16,9	369,4	18,6	316,1	87,8	378,0	16,9	119,6
M25/26-76	110	9590	2,2	18,1721	3,8	0,4838	5,0	0,0638	3,2	0,65	398,5	12,5	400,7	16,4	413,4	84,0	398,5	12,5	96,4
M25/26-77	413	17669	2,1	18,5576	1,6	0,4393	2,4	0,0591	1,9	0,76	370,3	6,7	369,7	7,6	366,3	35,9	370,3	6,7	101,1
M25/26-78	128	7026	1,3	18,7670	2,6	0,4579	2,7	0,0623	0,5	0,19	389,7	1,9	382,8	8,6	341,0	59,8	389,7	1,9	114,3
M25/26-79	109	6822	0,9	19,0997	3,9	0,4285	4,0	0,0594	0,8	0,19	371,7	2,8	362,1	12,2	301,0	89,8	371,7	2,8	123,5
M25/26-80	373	2961	0,4	15,6432	1,3	1,0913	1,4	0,1238	0,6	0,39	752,5	3,9	749,1	7,5	739,2	27,5	752,5	3,9	101,8
M25/26-81	170	8748	1,8	19,6791	4,0	0,3323	4,4	0,0474	1,7	0,39	298,7	5,0	291,3	11,1	232,4	93,5	298,7	5,0	128,5
M25/26-82	95	4595	1,3	19,5788	5,8	0,2945	6,2	0,0418	2,1	0,34	264,1	5,4	262,1	14,2	244,3	133,5	264,1	5,4	108,1
M25/26-83	128	531	0,9	17,1926	9,9	0,4970	10,1	0,0620	2,3	0,23	387,6	8,7	409,7	34,2	535,9	216,5	387,6	8,7	72,3
M25/26-84	99	4613	1,4	17,7277	7,0	0,4733	7,1	0,0609	1,6	0,23	380,8	6,0	393,5	23,3	468,5	154,1	380,8	6,0	81,3
M25/26-85	79	4178	0,7	18,7908	5,6	0,4225	6,0	0,0576	2,3	0,38	360,9	8,0	357,8	18,2	338,1	126,6	360,9	8,0	106,7
M25/26-86	132	9804	1,6	18,0076	5,5	0,4560	5,5	0,0596	1,0	0,18	372,9	3,5	381,5	17,6	433,7	121,5	372,9	3,5	86,0
M25/26-87	90	17939	2,9	12,3014	1,3	2,2097	1,9	0,1971	1,3	0,72	1160,0	14,2	1184,1	13,1	1228,5	25,7	1228,5	25,7	94,4
M25/26-88	76	6969	2,3	19,3632	6,3	0,4180	6,3	0,0587	0,9	0,15	367,7	3,4	354,6	18,9	269,7	143,4	367,7	3,4	136,4
M25/26-89	360	28683	2,2	17,9876	1,8	0,5527	2,9	0,0721	2,3	0,78	448,8	10,0	446,8	10,6	436,2	41,0	448,8	10,0	102,9

M25/26-90	216	11021	1,4	19,7186	4,5	0,2897	4,7	0,0414	1,4	0,30	261,7	3,5	258,3	10,7	227,8	103,3	261,7	3,5	114,9
M25/26-91	108	9156	2,2	19,1224	4,3	0,4250	4,6	0,0589	1,6	0,35	369,2	5,8	359,6	14,0	298,3	99,1	369,2	5,8	123,8
M25/26-92	250	11933	1,8	18,5806	3,7	0,4552	4,2	0,0613	2,0	0,47	383,8	7,3	380,9	13,4	363,5	83,9	383,8	7,3	105,6
M25/26-93	326	18728	1,6	18,6007	1,9	0,4413	4,0	0,0595	3,5	0,87	372,8	12,5	371,2	12,3	361,1	43,6	372,8	12,5	103,3
M25/26-94	141	5067	1,8	18,0665	3,8	0,4657	3,8	0,0610	0,7	0,19	381,9	2,7	388,2	12,3	426,4	83,7	381,9	2,7	89,6
M25/26-95	96	681	1,5	17,4071	8,1	0,4656	8,9	0,0588	3,7	0,42	368,2	13,2	388,1	28,7	508,8	177,9	368,2	13,2	72,4
M25/26-95sl	603	73547	5,6	17,1764	1,3	0,6867	2,9	0,0855	2,6	0,89	529,1	13,4	530,8	12,2	538,0	29,2	529,1	13,4	98,3
M25/26-96	226	22035	2,2	18,7722	1,4	0,4239	2,4	0,0577	1,9	0,80	361,7	6,7	358,9	7,2	340,3	32,8	361,7	6,7	106,3
M25/26-97	69	13586	3,1	12,3928	1,4	2,2531	1,8	0,2025	1,2	0,62	1188,8	12,5	1197,8	13,0	1214,0	28,4	1214,0	28,4	97,9
M25/26-98	124	29058	2,2	12,3057	1,1	2,2946	1,7	0,2048	1,4	0,78	1201,0	14,8	1210,6	12,2	1227,8	21,0	1227,8	21,0	97,8
M25/26-99	148	6027	1,1	19,1337	3,1	0,4066	3,5	0,0564	1,6	0,44	353,9	5,3	346,4	10,2	297,0	71,2	353,9	5,3	119,2
M25/26-100	195	67517	2,4	5,4518	1,2	10,8627	1,7	0,4295	1,1	0,68	2303,5	21,9	2511,4	15,5	2684,1	20,3	2684,1	20,3	85,8

Capítulo 4

Análisis geocronológicos U-Pb en circones detríticos de la Unidad Los Ángeles												
Nombre	U	Th	238U	1 sigma	207Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Mejor edad (Ma)	1 sigma
análisis	ppm	U	206Pb	% error	206Pb	% error	age	abs err	age	abs err		abs err Ma
Muestra A2 (35°41'12.78"S - 70°20'53.58"O)												
A-2_1	1.242	2,42	25,7616	1,87%	0,0516	1,14%	245,5	4,5	266,4	25,8	245,5	4,5
A-2_2	214	3,01	18,4302	2,11%	0,0549	1,78%	340,6	7,0	406,5	39,4	340,6	7,0
A-2_3	157	4,55	64,7772	3,14%	0,0554	4,81%	98,8	3,1	427,9	103,8	98,8	3,1
A-2_4	639	0,19	14,7114	1,91%	0,0578	1,26%	423,9	7,8	521,2	27,4	423,9	7,8
A-2_5	1.090	3,37	34,7856	1,85%	0,0497	1,23%	182,7	3,3	181,2	28,3	182,7	3,3
A-2_6	275	1,03	18,6870	2,45%	0,0541	2,05%	336,1	8,0	376,5	45,5	336,1	8,0
A-2_7	767	2,16	5,8600	1,83%	0,0740	0,97%	1015,7	17,2	1042,7	19,4	1042,7	19,4
A-2_8	52	2,33	20,5821	2,69%	0,0543	3,74%	305,8	8,0	384,2	81,9	305,8	8,0
A-2_9	466	1,51	21,8493	1,91%	0,0523	1,35%	288,5	5,4	299,3	30,6	288,5	5,4
A-2_10	385	1,25	21,2198	1,92%	0,0516	1,50%	296,9	5,6	269,8	34,0	296,9	5,6
A-2_11	837	0,15	14,0069	1,96%	0,0576	1,09%	444,5	8,4	513,2	23,8	444,5	8,4
A-2_12	974	0,31	17,0156	1,96%	0,0527	1,04%	368,1	7,0	316,5	23,4	368,1	7,0
A-2_13	687	0,29	18,6533	1,85%	0,0535	1,24%	336,6	6,1	348,1	27,8	336,6	6,1
A-2_14	1.030	0,36	16,1869	1,94%	0,0532	1,09%	386,4	7,3	338,5	24,5	386,4	7,3
A-2_15	120	2,71	30,9325	2,20%	0,0517	3,42%	205,1	4,4	271,6	76,6	205,1	4,4
A-2_16	230	1,22	17,4143	1,99%	0,0563	1,53%	359,9	7,0	463,7	33,6	359,9	7,0
A-2_17	581	3,85	15,6691	1,85%	0,0567	1,24%	398,8	7,1	479,0	27,1	398,8	7,1
A-2_18	609	0,44	12,2127	2,26%	0,0627	1,34%	507,3	11,0	696,4	28,4	507,3	11,0
A-2_19	982	3,05	69,7715	2,01%	0,0499	1,81%	91,7	1,8	189,3	41,7	91,7	1,8
A-2_20	354	1,62	44,7520	1,98%	0,0522	2,45%	142,5	2,8	294,2	55,0	142,5	2,8
A-2_21	299	2,27	54,3927	2,55%	0,0511	2,29%	117,4	3,0	243,8	52,0	117,4	3,0
A-2_22	1.138	0,67	5,4850	1,69%	0,0761	0,92%	1079,6	16,8	1097,5	18,3	1097,5	18,3
A-2_23	817	0,63	17,8298	1,84%	0,0539	1,15%	351,8	6,3	366,2	25,7	351,8	6,3
A-2_24	993	1,78	39,3308	1,96%	0,0527	1,30%	161,9	3,1	313,9	29,2	161,9	3,1
A-2_25	977	3,71	26,1244	1,84%	0,0556	1,28%	242,2	4,4	434,5	28,3	242,2	4,4
A-2_26	444	3,01	13,9553	1,84%	0,0573	1,23%	446,1	7,9	505,0	26,8	446,1	7,9
A-2_27	1.122	3,24	25,2973	1,81%	0,0523	1,11%	249,9	4,4	296,9	25,1	249,9	4,4
A-2_28	215	4,31	18,1443	1,93%	0,0558	1,75%	345,8	6,5	442,5	38,5	345,8	6,5
A-2_29	727	1,60	17,5752	1,85%	0,0541	1,13%	356,7	6,4	376,9	25,3	356,7	6,4
A-2_30	851	1,77	16,6902	1,72%	0,0585	1,17%	375,1	6,3	548,6	25,3	375,1	6,3
A-2_31	155	1,46	17,3072	2,01%	0,0559	2,20%	362,1	7,1	448,5	48,2	362,1	7,1
A-2_32	765	0,53	16,4189	2,14%	0,0574	1,07%	381,1	7,9	506,5	23,5	381,1	7,9
A-2_33	270	1,93	13,7125	1,93%	0,0571	1,33%	453,8	8,5	495,5	29,1	453,8	8,5

A-2_34	1.473	2,15	24,2674	1,79%	0,0518	1,16%	260,3	4,6	276,1	26,3	260,3	4,6
A-2_35	595	4,06	65,0387	1,92%	0,0496	2,28%	98,4	1,9	175,1	52,4	98,4	1,9
A-2_36	447	1,23	92,7993	2,36%	0,0503	2,87%	69,1	1,6	207,9	65,3	69,1	1,6
A-2_37	1.331	0,78	20,6156	1,84%	0,0529	1,08%	305,3	5,5	323,1	24,3	305,3	5,5
A-2_38	410	0,98	23,9982	1,92%	0,0520	1,70%	263,2	5,0	287,2	38,3	263,2	5,0
A-2_39	1.007	2,49	21,3886	1,80%	0,0522	1,17%	294,6	5,2	294,7	26,5	294,6	5,2
A-2_40	482	2,37	17,4293	2,32%	0,0580	1,27%	359,6	8,1	530,6	27,6	359,6	8,1
A-2_41	288	2,44	17,2793	2,02%	0,0542	1,46%	362,7	7,1	381,4	32,5	362,7	7,1
A-2_42	969	2,41	34,6514	1,92%	0,0505	1,30%	183,4	3,5	219,7	29,9	183,4	3,5
A-2_43	188	3,41	17,9577	2,13%	0,0542	1,68%	349,3	7,2	379,8	37,3	349,3	7,2
A-2_44	221	1,20	18,1652	2,04%	0,0592	1,86%	345,5	6,9	575,5	40,0	345,5	6,9
A-2_45	726	0,58	19,3537	2,07%	0,0551	1,33%	324,8	6,6	416,9	29,3	324,8	6,6
A-2_46	806	1,79	20,1521	1,66%	0,0539	1,07%	312,2	5,1	367,8	23,9	312,2	5,1
A-2_47	554	2,35	23,3038	1,51%	0,0535	1,37%	270,9	4,0	348,9	30,6	270,9	4,0
A-2_48	609	2,41	13,1019	1,52%	0,0573	0,96%	474,1	7,0	503,3	20,9	474,1	7,0
A-2_49	500	1,08	12,5905	1,61%	0,0588	1,17%	492,7	7,6	561,0	25,2	492,7	7,6
A-2_50	65	4,65	16,1588	2,44%	0,0547	3,44%	387,1	9,2	400,0	75,3	387,1	9,2
A-2_51	427	3,14	34,6915	1,80%	0,0503	1,73%	183,2	3,2	207,5	39,5	183,2	3,2
A-2_52	2.435	0,07	10,3220	1,43%	0,0586	0,68%	596,1	8,1	551,0	14,7	596,1	8,1
A-2_53	330	2,97	19,8859	1,41%	0,0534	1,50%	316,3	4,3	344,8	33,6	316,3	4,3
A-2_54	790	1,40	81,0615	1,77%	0,0504	2,04%	79,0	1,4	213,4	46,5	79,0	1,4
A-2_55	1.642	2,16	11,7689	1,38%	0,0591	0,77%	525,7	7,0	569,9	16,7	525,7	7,0
A-2_56	509	2,69	42,4792	1,63%	0,0527	2,16%	150,0	2,4	316,1	48,4	150,0	2,4
A-2_57	847	2,13	22,8924	1,48%	0,0531	1,24%	275,6	4,0	331,0	28,0	275,6	4,0
A-2_58	913	0,68	4,9422	1,50%	0,0811	0,73%	1187,9	16,2	1224,4	14,3	1224,4	14,3
A-2_59	2.052	0,26	23,0825	1,42%	0,0519	0,83%	273,4	3,8	280,8	18,9	273,4	3,8
A-2_60	990	2,41	25,2377	1,53%	0,0508	1,16%	250,5	3,7	232,5	26,5	250,5	3,7
A-2_61	1.415	3,93	34,1996	1,52%	0,0512	0,87%	185,8	2,8	251,6	19,9	185,8	2,8
A-2_62	661	2,58	24,7389	1,54%	0,0520	1,22%	255,4	3,8	285,2	27,6	255,4	3,8
A-2_63	593	1,91	20,0764	1,54%	0,0535	1,19%	313,4	4,7	350,7	26,7	313,4	4,7
A-2_64	777	1,20	15,0675	1,49%	0,0541	1,07%	414,2	6,0	374,4	23,8	414,2	6,0
A-2_65	915	1,60	22,0530	1,35%	0,0528	1,08%	285,9	3,8	322,1	24,4	285,9	3,8
A-2_66	749	2,06	16,3499	1,35%	0,0557	1,10%	382,7	5,0	441,8	24,3	382,7	5,0
A-2_67	312	2,19	67,6084	1,94%	0,0478	2,88%	94,7	1,8	88,9	66,9	94,7	1,8
A-2_68	1.213	0,45	9,1816	1,32%	0,0637	0,69%	666,4	8,4	730,2	14,5	666,4	8,4
A-2_69	899	1,56	22,9096	1,41%	0,0542	1,21%	275,4	3,8	381,2	27,0	275,4	3,8
A-2_70	1.791	1,17	22,7797	1,37%	0,0524	0,84%	277,0	3,7	304,7	19,1	277,0	3,7
A-2_71	1.643	1,67	16,2305	1,36%	0,0547	0,80%	385,4	5,1	398,2	17,8	385,4	5,1
A-2_72	230	6,53	24,6696	1,71%	0,0603	2,36%	256,2	4,3	615,6	50,3	256,2	4,3
A-2_73	621	1,61	16,4818	1,49%	0,0542	1,15%	379,7	5,5	380,8	25,6	379,7	5,5
A-2_74	200	2,73	17,4582	1,58%	0,0546	1,97%	359,1	5,5	397,1	43,6	359,1	5,5

A-2_75	306	1,32	5,5559	1,43%	0,0761	0,84%	1066,9	14,0	1097,8	16,7	1097,8	16,7
A-2_76	2.687	0,46	17,0940	1,52%	0,0564	0,70%	366,5	5,4	466,4	15,3	366,5	5,4
A-2_77	1.450	0,24	17,3502	1,39%	0,0538	0,89%	361,2	4,9	364,6	19,9	361,2	4,9
A-2_78	532	4,50	25,8781	1,48%	0,0522	1,34%	244,4	3,6	292,4	30,4	244,4	3,6
A-2_79	394	1,19	95,1484	2,40%	0,0498	3,52%	67,4	1,6	186,3	80,1	67,4	1,6
A-2_80	1.783	0,17	16,7442	1,34%	0,0554	0,68%	373,9	4,9	426,4	15,0	373,9	4,9
A-2_81	154	3,96	33,0145	2,40%	0,0534	3,79%	192,4	4,6	347,9	83,6	192,4	4,6
A-2_82	929	0,49	5,6265	1,38%	0,0735	0,69%	1054,6	13,4	1028,8	14,0	1028,8	14,0
A-2_83	434	2,54	18,3025	1,57%	0,0538	1,32%	342,9	5,2	361,2	29,5	342,9	5,2
A-2_84	638	3,82	82,4161	1,56%	0,0502	2,55%	77,7	1,2	203,4	58,2	77,7	1,2
A-2_85	252	4,41	32,1977	1,79%	0,0502	2,48%	197,2	3,5	206,0	56,5	197,2	3,5
A-2_86	277	0,89	16,3862	1,64%	0,0582	1,77%	381,9	6,1	536,6	38,3	381,9	6,1
A-2_87	168	1,92	19,7422	1,72%	0,0553	2,49%	318,5	5,4	423,5	54,6	318,5	5,4
A-2_88	260	2,22	17,5173	1,52%	0,0549	1,86%	357,9	5,3	406,6	41,0	357,9	5,3
A-2_89	811	3,53	24,4531	1,50%	0,0520	1,29%	258,4	3,8	284,1	29,2	258,4	3,8
A-2_90	84	1,82	17,6082	1,91%	0,0569	3,37%	356,1	6,6	488,6	72,8	356,1	6,6
A-2_91	2.009	1,29	15,8890	1,37%	0,0542	0,85%	393,5	5,2	380,5	19,0	393,5	5,2
A-2_92	2.864	0,21	18,8479	1,58%	0,0560	0,88%	333,3	5,1	452,8	19,5	333,3	5,1
A-2_93	409	1,54	13,5566	1,53%	0,0568	1,19%	458,8	6,8	484,7	26,2	458,8	6,8
A-2_94	1.073	1,14	9,4632	1,38%	0,0612	0,75%	647,6	8,5	647,6	16,1	647,6	8,5
A-2_95	188	4,21	34,8607	1,90%	0,0522	3,12%	182,3	3,4	294,9	69,7	182,3	3,4
A-2_96	850	0,06	16,6553	1,52%	0,0544	1,08%	375,9	5,5	386,6	24,2	375,9	5,5
A-2_97	30	1,63	21,4039	2,98%	0,0554	5,63%	294,4	8,6	429,3	120,8	294,4	8,6
A-2_98	286	1,82	17,5472	1,71%	0,0530	1,66%	357,3	5,9	327,9	37,2	357,3	5,9
A-2_99	1.141	2,24	14,8261	1,54%	0,0558	0,89%	420,8	6,3	445,3	19,7	420,8	6,3
A-2_100	155	2,40	20,0621	2,07%	0,0523	2,10%	313,6	6,3	299,7	47,2	313,6	6,3
A-2_101	555	1,39	10,1085	1,43%	0,0606	1,07%	608,1	8,3	626,7	22,8	608,1	8,3
A-2_102	572	0,49	8,8103	1,42%	0,0627	0,90%	693,1	9,3	697,4	19,1	693,1	9,3
A-2_103	126	3,08	19,6868	2,15%	0,0510	2,20%	319,4	6,7	241,3	50,0	319,4	6,7
A-2_104	554	1,20	18,9630	1,55%	0,0551	1,24%	331,3	5,0	416,4	27,4	331,3	5,0
A-2_105	593	1,80	20,7365	1,40%	0,0538	1,21%	303,6	4,1	361,6	27,1	303,6	4,1
A-2_106	1.464	3,22	24,8991	1,33%	0,0526	0,82%	253,8	3,3	312,8	18,7	253,8	3,3
A-2_107	2.766	3,35	89,9015	1,39%	0,0497	1,34%	71,3	1,0	179,4	31,1	71,3	1,0
A-2_108	373	3,19	17,3741	1,60%	0,0546	1,25%	360,8	5,6	397,5	27,9	360,8	5,6
A-2_109	1.492	3,32	35,3305	1,61%	0,0503	1,02%	179,9	2,8	211,0	23,4	179,9	2,8
A-2_110	228	2,07	68,1316	2,16%	0,0535	3,64%	93,9	2,0	349,1	80,2	93,9	2,0
A-2_111	531	3,44	37,3887	1,67%	0,0488	1,74%	170,2	2,8	140,5	40,4	170,2	2,8
A-2_112	82	5,55	16,6999	2,04%	0,0551	2,97%	374,9	7,4	416,1	65,0	374,9	7,4
A-2_113	1.175	1,77	17,6823	1,53%	0,0530	0,95%	354,6	5,3	327,0	21,3	354,6	5,3
A-2_114	748	1,43	35,3693	1,80%	0,0492	1,52%	179,7	3,2	157,8	35,1	179,7	3,2
A-2_115	930	0,31	19,2018	1,42%	0,0533	1,10%	327,3	4,5	341,3	24,7	327,3	4,5

A-2_116	1.434	1,03	96,1403	1,68%	0,0478	1,85%	66,7	1,1	90,1	43,2	66,7	1,1
A-2_117	62	1,53	15,3861	2,26%	0,0591	3,19%	405,9	8,9	571,5	68,0	405,9	8,9
A-2_118	1.519	2,15	55,2238	1,45%	0,0528	1,40%	115,7	1,7	321,2	31,6	115,7	1,7
A-2_119	516	0,98	11,5610	1,30%	0,0610	1,02%	534,8	6,7	639,2	21,8	534,8	6,7
A-2_120	107	2,86	18,0881	1,77%	0,0542	2,44%	346,9	6,0	379,0	54,0	346,9	6,0
A-2_121	2.000	1,29	10,6598	1,40%	0,0594	0,75%	578,0	7,7	583,3	16,1	578,0	7,7
A-2_122	301	2,56	21,2551	1,70%	0,0522	1,53%	296,4	4,9	294,6	34,5	296,4	4,9
A-2_123	1.082	0,78	25,2958	1,68%	0,0530	1,18%	249,9	4,1	329,0	26,7	249,9	4,1
A-2_124	919	1,60	66,7493	1,62%	0,0485	1,74%	95,9	1,5	124,0	40,4	95,9	1,5
A-2_125	449	3,82	35,6109	1,57%	0,0520	1,86%	178,5	2,8	285,4	42,0	178,5	2,8
A-2_126	86	3,23	13,5409	1,79%	0,0576	2,03%	459,3	7,9	514,7	43,9	459,3	7,9
A-2_127	636	3,84	33,2268	1,60%	0,0498	1,54%	191,2	3,0	183,7	35,5	191,2	3,0
A-2_128	1.156	1,83	13,6363	1,36%	0,0578	0,79%	456,2	6,0	523,8	17,2	456,2	6,0
A-2_129	1.471	0,12	10,7454	1,77%	0,0620	1,05%	573,6	9,7	673,8	22,4	573,6	9,7
A-2_130	1.255	1,20	95,9358	1,65%	0,0494	2,05%	66,8	1,1	168,8	47,2	66,8	1,1
A-2_131	1.941	1,39	23,0678	1,37%	0,0532	0,89%	273,6	3,7	337,5	19,9	273,6	3,7
A-2_132	337	2,24	64,1876	1,88%	0,0501	3,50%	99,7	1,9	201,3	79,3	99,7	1,9
A-2_133	400	1,31	20,9258	1,43%	0,0547	1,57%	300,9	4,2	400,0	34,8	300,9	4,2
A-2_134	147	0,67	17,2038	1,74%	0,0544	1,94%	364,2	6,1	387,0	43,0	364,2	6,1
A-2_135	1.779	0,33	16,3756	1,42%	0,0534	0,81%	382,1	5,3	344,5	18,2	382,1	5,3
A-2_136	992	0,80	22,8403	1,40%	0,0526	0,89%	276,2	3,8	313,1	20,0	276,2	3,8
A-2_137	936	1,20	22,0176	1,29%	0,0525	1,14%	286,3	3,6	305,5	25,7	286,3	3,6
A-2_138	1.210	0,32	11,8582	1,36%	0,0581	0,83%	521,9	6,8	534,7	18,0	521,9	6,8
A-2_139	475	1,80	21,1067	1,40%	0,0530	1,45%	298,4	4,1	329,7	32,5	298,4	4,1
A-2_140	2.599	3,58	36,1905	1,36%	0,0501	1,00%	175,7	2,3	199,7	23,0	175,7	2,3
A-2_141	1.641	0,45	15,6352	1,44%	0,0554	0,79%	399,7	5,6	427,9	17,5	399,7	5,6
A-2_142	408	4,91	25,6929	1,48%	0,0514	1,68%	246,1	3,6	258,4	38,1	246,1	3,6
A-2_143	612	1,36	96,1241	1,99%	0,0491	2,37%	66,7	1,3	151,4	54,6	66,7	1,3
A-2_144	138	2,70	20,9425	1,83%	0,0588	2,19%	300,7	5,4	559,5	47,1	300,7	5,4
A-2_145	1.683	1,87	5,6966	1,27%	0,0748	0,64%	1042,6	12,2	1062,5	12,8	1062,5	12,8
A-2_146	845	2,93	5,2598	1,28%	0,0817	0,65%	1122,0	13,2	1237,3	12,7	1237,3	12,7
A-2_147	503	4,17	25,6950	1,52%	0,0518	1,65%	246,1	3,7	278,4	37,3	246,1	3,7
A-2_148	1.408	1,55	21,0879	1,26%	0,0539	0,86%	298,7	3,7	365,7	19,3	298,7	3,7
A-2_149	797	2,82	25,7312	1,38%	0,0521	1,13%	245,8	3,3	290,2	25,6	245,8	3,3
A-2_150	734	2,17	23,1871	1,42%	0,0517	1,13%	272,2	3,8	271,7	25,6	272,2	3,8
A-2_151	127	2,30	19,3531	1,85%	0,0546	2,05%	324,8	5,9	396,3	45,4	324,8	5,9
A-2_152	364	7,88	24,4422	1,39%	0,0534	1,76%	258,5	3,5	344,1	39,4	258,5	3,5
A-2_153	1.585	2,61	25,4825	1,31%	0,0511	0,98%	248,1	3,2	247,5	22,4	248,1	3,2
A-2_154	190	5,67	24,8629	1,71%	0,0538	3,01%	254,2	4,3	363,9	66,5	254,2	4,3
A-2_155	737	1,08	13,5325	1,36%	0,0564	0,99%	459,6	6,0	469,3	21,7	459,6	6,0
91.500	88	0,77	5,5500	1,54%	0,0749	0,90%	1068,0	15,1	1065,9	18,1	1065,9	18,1

Muestra patrón (Fish Canyon Tuff STD)												
fct	1.202	2,42	234,1108	2,12%	0,0509	2,51%	27,5	0,6	234,2	56,8	27,5	0,6
fct	1.120	2,18	230,5175	2,42%	0,0514	3,34%	27,9	0,7	260,6	75,0	27,9	0,7
fct	755	1,52	225,4187	2,46%	0,0707	3,54%	28,5	0,7	949,8	70,8	28,5	0,7
fct	3.465	6,25	234,1655	3,14%	0,0749	3,54%	27,5	0,9	1064,6	69,6	27,5	0,9
fct	829	2,19	218,4808	2,28%	0,0598	3,77%	29,4	0,7	596,2	79,7	29,4	0,7
fct	736	1,83	227,1229	2,30%	0,0734	3,36%	28,3	0,7	1025,0	66,6	28,3	0,7