

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Análisis comparativo de los controles
tectónicos y eustáticos
sobre la estratigrafía de *post-rift*
(Jurásico Inferior - Cretácico Inferior)
en el sector central de la Cuenca Neuquina,
Argentina

TESIS DOCTORAL

Autor: Lic. Nicolás Scivetti
Director: Dr. Juan Rafael Franzese

La Plata, 2017

Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Centro de Investigaciones Geológicas



**Análisis comparativo de los controles tectónicos
y eustáticos sobre la estratigrafía de *post-rift*
(Jurásico Inferior - Cretácico Inferior) en el
sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina**

TESIS DOCTORAL

Autor: Lic. Nicolás Scivetti

Director: Dr. Juan Rafael Franzese

La Plata, 2017

*Don't get set into one form, adapt it and
build your own, and let it grow, be like
water. Empty your mind, be formless,
shapeless, like water...*

Lee Jun-Fan

AGRADECIMIENTOS

A mi director, Juan Franzese, por esta oportunidad, su tiempo y su confianza.

Al CONICET, por financiar este proyecto de investigación y brindarme la posibilidad de continuar mi formación profesional.

A la UNLP y especialmente a la FCNyM.

A los jurados de este trabajo, quines lo han enriquecido con sus comentarios.

Al Dr. Sergio D. Matheos quien, a través de la Subsecretaría de Coordinación Institucional del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva de la Nación (MINCyT), avaló la solicitud de información de subsuelo.

A la Subsecretaría de Minería y Energía de la provincia de Mendoza, a la Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos de la provincia del Neuquén y a la empresa YPF S.A. por permitir el acceso a la información de subsuelo.

A las Cátedras de Sedimentología y Geología Estructural de la FCNyM por las enseñanzas y el acompañamiento durante estos años.

A todo el personal de Centro de Investigaciones Geológicas.

A mis amigos y compañeros de oficina.

A mis amigos y hermanos de la vida.

A mi familia.

A Euge, por acompañarme, apuntalarme, tolerarme y por dedicar su tiempo libre a memorizar la estratigrafía de la Cuenca Neuquina.

ÍNDICE

Resumen	
<i>Abstract</i>	
1 - INTRODUCCIÓN	
Introducción	1
Objetivos	4
Hipótesis	5
2 - MARCO GEOLÓGICO	
Marco geológico	6
Estratigrafía	10
Área de estudio	16
3 - METODOLOGÍA	
Tareas de campo	
<i>Recolección de datos para el mapeo geológico</i>	21
<i>Levantamiento de perfiles estratigráficos y sedimentológicos</i>	22
Tareas de gabinete	
<i>Recopilación bibliográfica</i>	24
<i>Solicitud de información de subsuelo</i>	25
<i>Mapeo digital</i>	25

<i>Legajos y perfiles de pozo</i>	28
<i>Líneas sísmicas 2D</i>	28
<i>Obtención de la ley de velocidad</i>	29
<i>Conversión Tiempo a Profundidad de líneas sísmicas</i>	31
<i>Secciones estructurales a partir del mapa geológico de detalle</i>	32
<i>Conversión de imágenes en información de subsuelo</i>	34
<i>Procesamiento de las Secciones Sísmicas Sintéticas</i>	35
<i>Cálculo de subsidencia puntual</i>	35
<i>Construcción del modelo geológico regional 3D</i>	40
<i>Modelado de facies</i>	46
<i>Secciones estructurales-estratigráficas regionales</i>	48
<i>Espesor elástico de la litósfera</i>	49
<i>Backstripping 2D</i>	51
<i>Extensión inicial</i>	52
<i>Cálculo de la flexión litosférica en 2D</i>	53
<i>Modelado de la flexión litosférica en 3D</i>	54
<i>Análisis e interpretación de la información</i>	55
<i>ANEXO 1</i>	56

4 - RELLENO JURÁSICO INFERIOR – CRETÁCICO INFERIOR Y ESTRUCTURA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en afloramientos del área de estudio	59
El relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el subsuelo del área de estudio	64
El relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio	66
La estructura del área y su relación con los espesores de post-rift	73
Resumen del capítulo	80

5 - ANÁLISIS GEOHISTÓRICO, *BACKSTRIPPING* Y CURVAS DE SUBSIDENCIA TECTÓNICA

Backstripping 1D	81
Descompactación	81
Batimetría	84
Edad de las unidades estratigráficas del post-rift	86
Variaciones eustáticas	87
Las curvas de subsidencia tectónica en el área de estudio	89
Backstripping 2D	99
Determinación del espesor elástico	100
Resumen del capítulo	116

6 - EXTENSIÓN INICIAL DE LA CUENCA NEUQUINA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Introducción	118
Determinación del factor de estiramiento	120
Curvas de subsidencia teórica	122
Resumen	127

7 - DISCUSIÓN	
Introducción	128
Geometría y distribución del relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio	129
Análisis de las curvas de subsidencia tectónica del área de estudio	131
Análisis tectono-estratigráfico	135
Controles tectónicos versus controles eustáticos sobre la estratigrafía de la etapa de post-rift	160
Evolución tectono-estratigráfica del intervalo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio	162
8 – CONCLUSIONES	164
9 - BIBLIOGRAFÍA	
Citas	167

RESUMEN

Los controles tectónicos y eustáticos que condicionan la evolución estratigráfica de una cuenca sedimentaria suelen actuar con diferentes magnitudes y frecuencias. Por lo tanto, el hecho de aislar, comprender y cuantificar la influencia de cada uno de ellos constituye un desafío. El análisis de la subsidencia ha demostrado ser una técnica eficaz para el estudio de cuencas sedimentarias. Consiste en determinar los movimientos verticales de un horizonte estratigráfico a través del tiempo lo que permite, por medio de la comparación con modelos teóricos y empíricos, inferir los mecanismos tectónicos responsables de la formación y evolución de una cuenca.

Dada la escasa existencia de antecedentes en esta temática para la Cuenca Neuquina, en este trabajo se presenta un estudio detallado sobre la evolución tectónica del periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior y su relación con las variaciones eustáticas en el sector central de la Cuenca Neuquina, abarcando el sur de la provincia de Mendoza y norte de la provincia del Neuquén. Clásicamente, este periodo ha sido asociado a la subsidencia termal de la cuenca por lo que se lo denomina etapa de *post-rift*. Sin embargo, durante esta etapa se han reconocido eventos de reestructuración, extensión, reactivación e inversión que demuestran alteraciones durante el desarrollo de la subsidencia termal.

La metodología empleada consistió en la vinculación de información proveniente de los afloramientos e información del subsuelo en un área físicamente correlacionable. Para ello, se llevó a cabo el levantamiento de perfiles estratigráficos, mapeo geológico de detalle y secciones estructurales, los cuales fueron integrados con datos de perforaciones y líneas sísmicas 2D en un modelo geológico regional. A partir de dicho modelo se confeccionaron los mapas de espesor de las diferentes unidades del relleno de la etapa de *post-rift*. Posteriormente se aplicó la técnica de *backstripping* 1D sobre los pozos disponibles y los perfiles relevados a fin de obtener los valores de subsidencia tectónica local. Luego se obtuvieron las propiedades mecánicas de la litósfera sobre la que se implantó la cuenca en el área de estudio con el objetivo de aplicar la técnica de *backstripping* 2D. Por último, se llevó a cabo la determinación del factor de estiramiento que dio origen a la Cuenca Neuquina en el área de estudio.

Los resultados obtenidos demostraron que existe un marcado cambio en la geometría y distribución de los espesores de las diferentes unidades durante el desarrollo de la etapa de *post-rift*. Durante los estadios iniciales de esta etapa, los depósitos parecerían respetar la geometría heredada de la extensión inicial, mientras que a partir del Kimmeridgiano pondrían de manifiesto una fuerte influencia andina. Además, se determinó que la resistencia flexural de la litósfera durante este periodo fue baja, por lo que el mecanismo de isostasia pudo ser modelado como de tipo Airy. De esta manera las curvas de subsidencia tectónica obtenidas por medio del *backstripping* 1D serían representativas para el área de estudio. La

geometría de dichas curvas se aparta considerablemente del comportamiento esperado para una cuenca dominada por la subsidencia termal, lo que sugiere el accionar sincrónico de otros mecanismos de subsidencia.

Estos resultados dejan en evidencia que la etapa de *post-rift* de la Cuenca Neuquina para el área de estudio tuvo una evolución tectónica más compleja que la determinada exclusivamente por la subsidencia termal. Su origen estuvo vinculado a un episodio de extensión mecánica de la litósfera en el Triásico Superior – Jurásico Inferior que, una vez finalizado, da lugar a la subsidencia termal presentando ambos un buen ajuste con los modelos teóricos de cuencas extensionales. A partir del Calloviano Medio, asociado al restablecimiento previo de la subducción en el margen sudoeste de Gondwana, se habría interrumpido el dominio de la subsidencia termal para dar paso al predominio de la subsidencia dinámica. Este cambio en el mecanismo de subsidencia estaría representado por la aparición de la discordancia Intracalloviana. Hacia el Kimmeridgiano, el accionar de la carga sobre la litósfera ejercida por el arco magmático andino y la Dorsal de Huincul habría dado lugar al predominio de la subsidencia flexural en la cuenca. La magnitud de estas cargas y las propiedades mecánicas de la litósfera durante este periodo habrían resultado en un depocentro subrelleno y zonas periféricas elevadas. El inicio de esta etapa, dominada por la flexión de la litósfera, originaría la discordancia Intramálmica. El periodo Tithoniano – Berriasiano estaría representado por un evento transgresivo el cual ocupa rápidamente el depocentro subrelleno con depósitos marino profundos en un claro contexto de dominio de la subsidencia dinámica. A partir del Valanginiano Inferior, el descenso del ángulo de subducción generaría la disminución de la tasa de generación de subsidencia dinámica para este sector de la cuenca y la inversión de estructuras preexistentes que, en sincronía con una caída del nivel mar, daría origen a la discordancia IntraValanginiana.

El análisis comparativo entre los controles eustáticos y tectónicos durante la etapa de *post-rift* sugiere que, a diferencia de los controles tectónicos, las variaciones eustáticas operaron en intervalos y con magnitudes que no son consistentes con los cambios estratigráficos mayores registrados. Por lo tanto, la evolución estratigráfica para la etapa de *post-rift* en el área de estudio estaría controlada principalmente por eventos tectónicos e influenciada secundariamente por variaciones eustáticas.

Cabe destacar que el entendimiento de las relaciones tectono-eustáticas reviste importancia en el conocimiento e interpretación de los sistemas petroleros de la Cuenca Neuquina. Por ello, los resultados de este trabajo de investigación poseen potencial impacto en la industria hidrocarburífera de la Cuenca Neuquina, y por lo tanto en el desarrollo socio-económico de la Argentina.

ABSTRACT

The tectonic and eustatic controls that condition the stratigraphic evolution of a sedimentary basin usually act with different magnitude and frequency, therefore, to isolate, understand and quantify the influence of each and every one of them, constitutes a challenge. Subsidence analysis has proved to be an effective technique for the study of sedimentary basins. It consists in determining the vertical movements of a stratigraphic horizon over time which allows, by means of comparison with theoretical and empirical models, inferring the tectonic mechanisms responsible for the formation and evolution of a basin.

The existence of previous studies in this topic is scarce in the Neuquén Basin. This work presents a detailed study on the tectonic evolution of the Lower Jurassic - Lower Cretaceous period and its relationship with the eustatic variations in the central sector of the Neuquén Basin, covering the southern sector of the Mendoza province and the northern sector of the Neuquén province. Classically, this period has been associated to the thermal subsidence of the basin and as such is termed post-rift stage. However, during this stage, events of restructuration, extension, reactivation and inversion have been recognized which show alterations during the development of thermal subsidence.

The methodology used consisted of the integration of information coming from outcrop and subsurface within a physically correlated area. Stratigraphic logs, detailed geological maps and structural sections were obtained from the outcrop sector and integrated with well and 2D seismic lines in a regional geological model. From this model, thickness maps of the post-rift units were made. Subsequently, 1D backstripping technique was applied on wells and logs to obtain the local tectonic subsidence values. Then, the mechanical properties of the lithosphere during the studied basin stage were determined to apply the 2D backstripping technique. Finally, the lithospheric extension factor in the study area was determined.

Results show that there is a marked change in the geometry and distribution of the thickness in the post-rift units during the development of this stage. During the beginning of this stage, units would seem to respect the inherited geometry from the initial extension, whereas from the Kimmeridgian onwards they show a strong Andean influence. In addition, it was determined that the lithosphere flexural strength of this period was low, so that the mechanism of isostasy could be modeled as Airy type. From this, the tectonic subsidence curves obtained by 1D backstripping would be representative for the study area. The geometry of these curves from the Middle Callovian onwards departs considerably from the expected behavior for a basin dominated by thermal subsidence. This suggests the participation of other subsidence mechanisms in synchrony with the thermal subsidence. These results show that the post-rift stage of the Neuquén Basin for the study area had a more complex tectonic evolution than determined exclusively by thermal subsidence.

The origin of the basin was linked to an Upper Triassic - Lower Jurassic lithosphere mechanical extension episode which, once ended, gave rise to thermal subsidence. Both stages show a good fit with the theoretical models of extensional basins. From the Middle Callovian, due to the subduction re-establishment in the Gondwana southwest margin, the dominant subsidence mechanism within the basin would have shifted from thermal to dynamic subsidence. This change in the dominant subsidence mechanism would be represented by the Intracallovian unconformity. Towards the Kimmeridgian, the action of supracrustal loads exerted by the Andean magmatic arc and the Huincul Arch would have given rise to the predominance of the flexural subsidence in the basin. The magnitude of these loads and the lithosphere mechanical properties during this period would have resulted in a underfilled depocenter and uplifted peripheral zones. The beginning of this stage, dominated by lithospheric flexure, would give rise to Intramalmic unconformity. The Tithonian - Berriasian period would be represented by a transgressive event which quickly occupies the underfilled depocenter with deep marine deposits in a context of dynamic subsidence dominance. From the Lower Valanginian, the decreasing subduction angle would generate a diminution in the rate of dynamic subsidence generation for this sector of the basin and the inversion of preexisting structures that, in synchrony with a sea level fall, would give rise to the Intravalanginian unconformity.

The comparative analysis between the eustatic and tectonic controls during the post-rift stage suggests that, unlike tectonic controls, eustatic variations have operated with intervals and magnitudes that are not consistent with the major stratigraphic changes recorded. Therefore, the stratigraphic evolution of the post-rift stage in the study area would be mainly controlled by tectonic events and secondarily influenced by eustatic variations.

It should be noted that the understanding of tectono-eustatic relations has an impact in the knowledge and interpretation of the Neuquén Basin petroleum plays. Therefore, the results of this research work have a potential impact on the hydrocarbon industry of the Neuquén Basin and, consequently, in the Argentine socio-economic development.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina ha sido estudiada profusamente desde hace ya más de un siglo, tanto desde el punto de vista científico como desde el punto de vista de la industria (Howell et al., 2005) por el hecho de constituir una de las comarcas petroleras más importantes de la Argentina. Sin embargo, su evolución tectono-estratigráfica es muy compleja y aún no se comprende con toda claridad. Su historia se inicia en el Triásico Superior y se extiende hasta el Cenozoico; acumulando durante este intervalo una sucesión sedimentaria de hasta 7.000 metros de espesor en zonas depocentrales (Vergani et al., 1995). Clásicamente su evolución ha sido dividida en tres diferentes etapas (Howell et al., 2005): 1) Etapa de extensión o de *rift*, de edad Triásico Superior a Jurásico Inferior durante la cual la subsidencia estuvo vinculada al desarrollo de estructuras asociadas a la respuesta frágil de la litósfera a la extensión 2) Etapa de *sag* o de *post-rift*, desarrollada entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior. Esta etapa estuvo marcada por el predominio de la subsidencia de tipo termal, que se caracteriza por ser continua, prolongada y que decae exponencialmente en el tiempo, pudiendo generar espacio para la acumulación de miles de metros de sedimentos y 3) Etapa de antepaís, de edad Cretácico Tardío a Cenozoico, originada por la flexura de la litósfera continental debido al crecimiento o migración de una carga sobre la misma (Allen y Allen, 2005).

El registro estratigráfico de la etapa de *rift* de la Cuenca Neuquina se caracterizó por el desarrollo de espesas secuencias continentales representadas por depósitos volcánicos, volcanoclásticos y silicoclásticos acumulados en una serie de estructuras de tipo hemigraben delimitadas por fallas normales que involucraron el basamento de la cuenca (Vergani et al., 1995). Por su parte, el registro estratigráfico de la etapa de *post-rift* (Howell et al., 2005) no es continuo en el tiempo, sino que, por el contrario, se han reconocido una serie de discontinuidades y discordancias. Muchas de estas superficies, que manifiestan la migración abrupta de ambientes sedimentarios o la completa remoción de unidades estratigráficas, han sido clásicamente consideradas como producto de variaciones eustáticas de diferente orden (Legarreta y Gulisano, 1989). Por otra parte, durante esta etapa se han reconocido diversos eventos tectónicos, lo que condujo a considerar a la tectónica como un factor de control trascendental en la evolución estratigráfica (Zavala, 1993; Vergani et al., 1995; Fernández Seveso et al., 1996; Limeres, 1996; Burgess et al., 2000; Comínguez y Franzese, 2005; Kay y Ramos, 2006; Mescua et al., 2008; Barredo et al., 2008; Barreda y Stinco, 2010; Spalletti, 2013). Esto permite suponer que procesos tectónicos más complejos que la simple subsidencia termal pudieron haber operado fuertemente —sino continuamente, con gran frecuencia— durante ese lapso. A partir del Cretácico Tardío, el inicio de la etapa de antepaís produce el aislamiento definitivo de la Cuenca Neuquina con respecto al Océano Pacífico, dando lugar a la acumulación de potentes depósitos continentales. Al mismo tiempo, la cuenca se integra con otros depocentros ubicados al sur

generando una cuenca continental. A fines del Cretácico, se registra una transgresión generalizada proveniente del Atlántico cuyos depósitos ocupan prácticamente la totalidad del área de la Cuenca Neuquina (Spalletti et al., 2010b). Hacia el Mioceno Tardío tuvo lugar la fase principal de deformación y levantamiento de los Andes la cual, si bien no ha sido sincrónica en toda la región de los Andes centrales, se ha relacionado con la orogenia Quechua (Ramos et al., 2011).

Las etapas en las que se ha dividido la evolución de la Cuenca Neuquina implican diferentes condiciones de subsidencia. Los estudios publicados que se refieren a la evolución del hundimiento tectónico de la cuenca son escasos (Maceda y Figueroa, 1995; Horton y Fuentes, 2016) y en ninguno de ellos se llevó a cabo un estudio exhaustivo. Por lo tanto, un análisis detallado de la subsidencia podría proporcionar datos más precisos sobre la evolución tectónica de la Cuenca Neuquina. El análisis de subsidencia se refiere al estudio de los movimientos verticales del sustrato de una cuenca a través del tiempo y a la variación en la tasa de los mismos. Los movimientos verticales de la litósfera se denominan subsidencia o levantamiento cuando su sentido es descendente o ascendente, respectivamente, y son el resultado del accionar de fuerzas verticales u horizontales, no mutuamente excluyentes, aplicadas sobre la litósfera (Teixell et al., 2009). Las cuencas sedimentarias se generan cuando grandes áreas de la litósfera desarrollan una subsidencia prolongada formando una barrera para el transporte de sedimentos (Ingersoll, 2011) los cuales se acumulan en espesores considerables y rellenan esta depresión por largos períodos de tiempo geológico (Einsele, 2000). Los mecanismos que generan los movimientos verticales de la litósfera se ubican dentro de alguna de las siguientes categorías a) adelgazamiento cortical b) engrosamiento litosférico c) carga sedimentaria o volcánica d) carga tectónica supracortical e) carga sublitosférica f) flujo mantélico g) densificación de la corteza (Ingersoll, 2011). Por su parte, las causas más aceptadas como responsables de las variaciones del nivel del mar son la expansión y contracción glacial y la tasa de generación de fondo oceánico (Donovan y Jones, 1979). Estas variaciones se representan en gráficas denominadas curvas eustáticas de las que existen diferentes modelos (Haq et al., 1987; Kominz et al., 1998; Miller et al., 2005 entre otros). Dentro de este marco, los controles tectónicos y eustáticos que intervienen y condicionan la evolución estratigráfica de una cuenca sedimentaria pueden actuar con tan diferentes magnitudes y frecuencias, que el hecho de aislar, comprender y cuantificar la influencia de cada uno de ellos, constituye un verdadero desafío.

Mediante el análisis de la subsidencia pueden obtenerse representaciones gráficas denominadas curvas de subsidencia las cuales, a primera vista, informan sobre la naturaleza del mecanismo responsable de la formación de una cuenca y sobre la evolución de la misma (Allen y Allen, 2005). Dada la escasa existencia de antecedentes en esta temática para la Cuenca Neuquina, llevar a cabo un análisis de

subsistencia detallado para la etapa de *post-rift* reviste suma importancia para comprender de manera precisa los procesos principales que controlaron su evolución.

Cabe destacar que el entendimiento de las relaciones tectono-eustáticas resulta crucial para el conocimiento e interpretación de los sistemas petroleros. Por ello, este proyecto de investigación posee potencial impacto en la industria hidrocarburífera de la Cuenca Neuquina, y por lo tanto en el desarrollo socio-económico de la Argentina.

OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es llevar a cabo un análisis de los factores tectónicos y estructurales que controlaron los mecanismos de subsidencia y la acumulación de las secuencias sedimentarias de la Cuenca Neuquina durante el periodo Jurásico Inferior - Cretácico Inferior, previos al advenimiento de la etapa de antepaís propuesta por [Howell et al. \(2005\)](#). Este análisis se llevará a cabo mediante el estudio de las variaciones en los patrones de subsidencia tectónica ponderando de qué manera condicionaron la geometría y los atributos de las grandes unidades estratigráficas del relleno. Debido a la gran extensión de esta cuenca, se ha seleccionado un área clave ubicada en el sector central de la misma de la que se dispone de información de subsuelo y de superficie, proveniente de yacimientos de hidrocarburos y de estructuras aflorantes, respectivamente. El resultado final apunta a la creación de un modelo 3D de un área físicamente correlacionable, construido en un soporte informático que permita la visualización de los cambios a través del tiempo en el lapso comprendido entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior, en donde puedan identificarse de manera continua las variaciones estratigráficas mayores. El modelado final incluirá los siguientes objetivos específicos:

- Analizar las variaciones de espesor de las unidades estratigráficas mayores y las características de las superficies que las limitan (discordancias o discontinuidades) en un área físicamente correlacionable.
- Estimar características mecánicas de la litósfera ([Burov, 2011](#)) sobre la que se desarrolló la Cuenca Neuquina.
- Determinar la magnitud de la extensión inicial en el área de estudio que dio origen a la cuenca.
- Establecer pautas cronoestratigráficas que vinculen los episodios de reestructuración e inversión de bloques y los ciclos transgresivos – regresivos, con los cambios estratigráficos producidos.
- Discutir los mecanismos que produjeron subsidencia y alzamiento durante el lapso Jurásico Inferior – Cretácico Inferior que ayuden a definir las características geodinámicas de la cuenca.

HIPÓTESIS

Este trabajo propone la utilización de técnicas eficaces para el análisis de la subsidencia en cuencas sedimentarias. Con base en el método científico, se han planteado una serie de hipótesis que permitan analizar la evolución tectónica del periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina en el área de estudio.

Las hipótesis que actuaron como punto de partida de este proyecto pueden ser sintetizadas en los siguientes tópicos:

- La evolución general del relleno de la Cuenca Neuquina respondió a un control tectónico que predominó sobre el control eustático.
- El relieve estructural previo condicionó la geometría y los espesores de las unidades estratigráficas mayores del periodo Jurásico Inferior - Cretácico Inferior.
- Cada episodio tectónico se registró en la estratigrafía, ya sea en la composición, arquitectura, geometría o espesor de los depósitos.
- Es factible comprender la relación entre la tectónica local y sedimentación a través del tiempo y, a su vez, visualizarla en un modelo.
- La tectónica local y, aún, la del arco andino mesozoico, influenciaron fuertemente los patrones de subsidencia de la cuenca durante el periodo Jurásico Inferior - Cretácico Inferior.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina se localiza en el centro-oeste de la Argentina, entre los 32° y 40° de latitud sur, abarcando la provincia del Neuquén, el sector occidental de La Pampa y Río Negro y la porción meridional de la provincia de Mendoza, comprendiendo unos 160.000 kilómetros cuadrados de superficie (Yrigoyen, 1991). Posee una geometría aproximadamente triangular limitada por el Macizo Nordpatagónico al sureste, el sistema de la Sierra Pintada al noreste y la Cordillera de los Andes al oeste (Figura 2.1). Gran parte de la sucesión estratigráfica de la Cuenca Neuquina se extiende hasta la provincia geológica de la Cordillera Principal, que ocupa el área andina del centro-norte de Mendoza, San Juan y norte del Neuquén (Yrigoyen, 1979). Contiene un registro estratigráfico continuo de hasta 7.000 metros de espesor acumulados durante al menos 220 millones de años (Vergani et al., 1995), y ha sido reconocida como una depresión ensiálica localizada en posiciones de intra-arco y tras-arco desde el Jurásico Temprano (Legarreta y Uliana, 1996). Su evolución puede ser subdividida en tres diferentes etapas (Howell et al., 2005) las cuales presentan una estrecha relación con los procesos acaecidos en el margen occidental de Gondwana (Uliana et al., 1989; Legarreta y Uliana, 1996; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Folguera, 2005):

I) Etapa inicial o de *rift* (Triásico Superior a Jurásico Inferior)

El régimen extensional imperante durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano denota el comienzo de la etapa de *rift* en la Cuenca Neuquina (Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001). Esta etapa se caracteriza por el predominio de la subsidencia mecánica y el consecuente desarrollo de grábenes y hemigrábenes (Figura 2.2a), los cuales presentan longitudes de hasta 150 kilómetros, anchos de 50 kilómetros y más de 2000 metros de relleno (Legarreta y Gulisano, 1989; Uliana et al., 1989; Manceda y Figueroa, 1993; Vergani et al., 1995; Legarreta y Uliana, 1996) que incluyen materiales silicoclásticos, volcánicos y volcanoclásticos de ambientes continentales (Gulisano et al., 1984; Franzese et al., 2007; Pángaro et al., 2009; Muravchik et al., 2011; D'Elia et al., 2012; D'Elia y Martí, 2013) agrupados bajo el nombre de Precuyano (Gulisano et al., 1984). La distribución de estos grábenes y hemigrábenes presenta diferentes orientaciones (Franzese y Spalletti, 2001) o bien rumbo noroeste (Cristallini et al., 2009; Giambiagi et al., 2008, 2009; Bechis, 2009; Pángaro et al., 2009; Bechis et al., 2010, 2014) constituyendo cuencas aisladas limitadas por fallas normales planares o lístricas, que en algunos casos presentan cambios de polaridad (Vergani et al., 1995). Si bien la discordancia Rioatuélica (Stipanovic y Rodrigo, 1968) marca el inicio del ciclo subsiguiente o Ciclo Cuyano, la distribución de espesores de la sección inferior de este último es similar a la del Ciclo Precuyano, lo que sugiere que el fallamiento extensional ejerció un importante control sobre la sedimentación aún durante el Jurásico Temprano (Vergani et al., 1995).

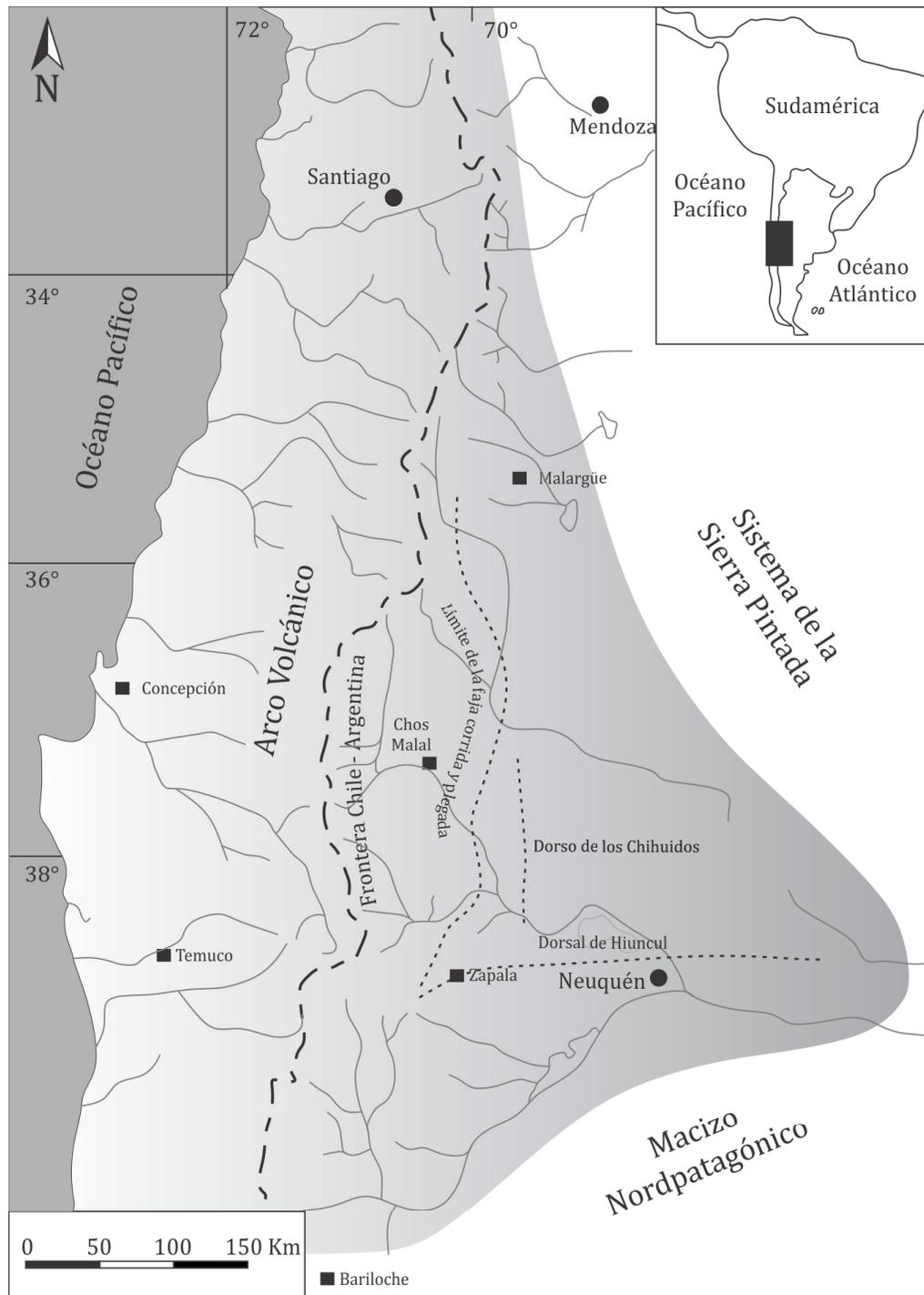


Fig.2.1. Mapa de esquemático de ubicación, límites y principales rasgos morfo-estructurales de la Cuenca Neuquina. Modificado de [Howell et al. \(2005\)](#).

II) Segunda etapa o de *post-rift* (Jurásico Inferior a Cretácico Inferior)

Esta etapa se habría caracterizado por el predominio de la subsidencia termal, la expansión areal de los depósitos debido a la conexión de los depocentros inicialmente aislados (circunscriptos a grábenes y hemigrábenes) en una única cuenca de extensión regional y por el inicio de la construcción del arco magmático andino (Uliana et al., 1989; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Folguera, 2005; Howell et al., 2005) (Figura 2.2b). El ascenso del nivel marino global y el descenso generado por la subsidencia térmica (Legarreta y Uliana, 1996), habría permitido el ingreso del mar a través del estrecho de Curepto (Vicente, 2005) y la consecuente inundación de la cuenca. Esta ingresión se desarrolló de forma diacrónica (Gulisano, 1981) ya que para el sector sur de la provincia de Mendoza se registran edades correspondientes al Hettangiano – Sinemuriano (Riccardi et al., 1997) mientras que para Neuquén datan del Pliensbachiano – Toarciano (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995). A partir de ese momento se desarrolla una sucesión de eventos de inversión tectónica (Vergani et al., 1995) y ciclos sedimentarios; estos últimos con diferentes distribuciones paleogeográficas y espesores variables con registro de sedimentación marina y continental (Legarreta y Gulisano, 1989).

III) Tercera etapa o etapa de antepaís (Cretácico Superior a Cenozoico)

Hacia fines del Cretácico Inferior, la Cuenca Neuquina comienza su etapa de antepaís (Figura 2.2c) caracterizada por la desconexión definitiva con el océano Pacífico (Aguirre-Urreta et al., 2008a), la sedimentación continental y el predominio de la subsidencia flexural. Estos cambios se produjeron debido al incipiente levantamiento de los Andes asociado a la formación de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Ramos, 1999). El desarrollo de la Faja Plegada y Corrida andina, de orientación norte-sur, sobre el margen oeste de la cuenca generó la deformación y exposición de afloramientos mesozoicos (Ramos y Folguera, 2005). Durante el periodo Cretácico Tardío – Paleogeno, el cambio de velocidad absoluta de la placa sudamericana hacia el oeste provocó el inicio de la deformación compresiva y la inversión de estructuras de fallamiento normal preexistentes (Ramos y Folguera, 2005). En el intervalo Oligoceno – Mioceno Inferior, la migración de la actividad magmática hacia la trinchera, asociada a un empinamiento de la subducción, produjo una extensión generalizada en el margen continental (Cisternas y Frutos, 1994). Hacia el Mioceno Medio – Tardío tuvo lugar un segundo evento de deformación compresional en la Cuenca Neuquina. Este periodo coincidió con una importante somerización del ángulo de subducción, evidenciado por el desarrollo de volcanismo a 500 kilómetros desde la trinchera en el sector norte de la cuenca (Ramos y Folguera, 2005). Un nuevo episodio de extensión motivado por el aumento del ángulo de subducción se desarrolló durante el Plioceno – Pleistoceno, registrándose la máxima extensión horizontal, el desarrollo

de importantes volcanes de intra-arco y la extrusión de grandes volúmenes de magma (Folguera et al., 2004).

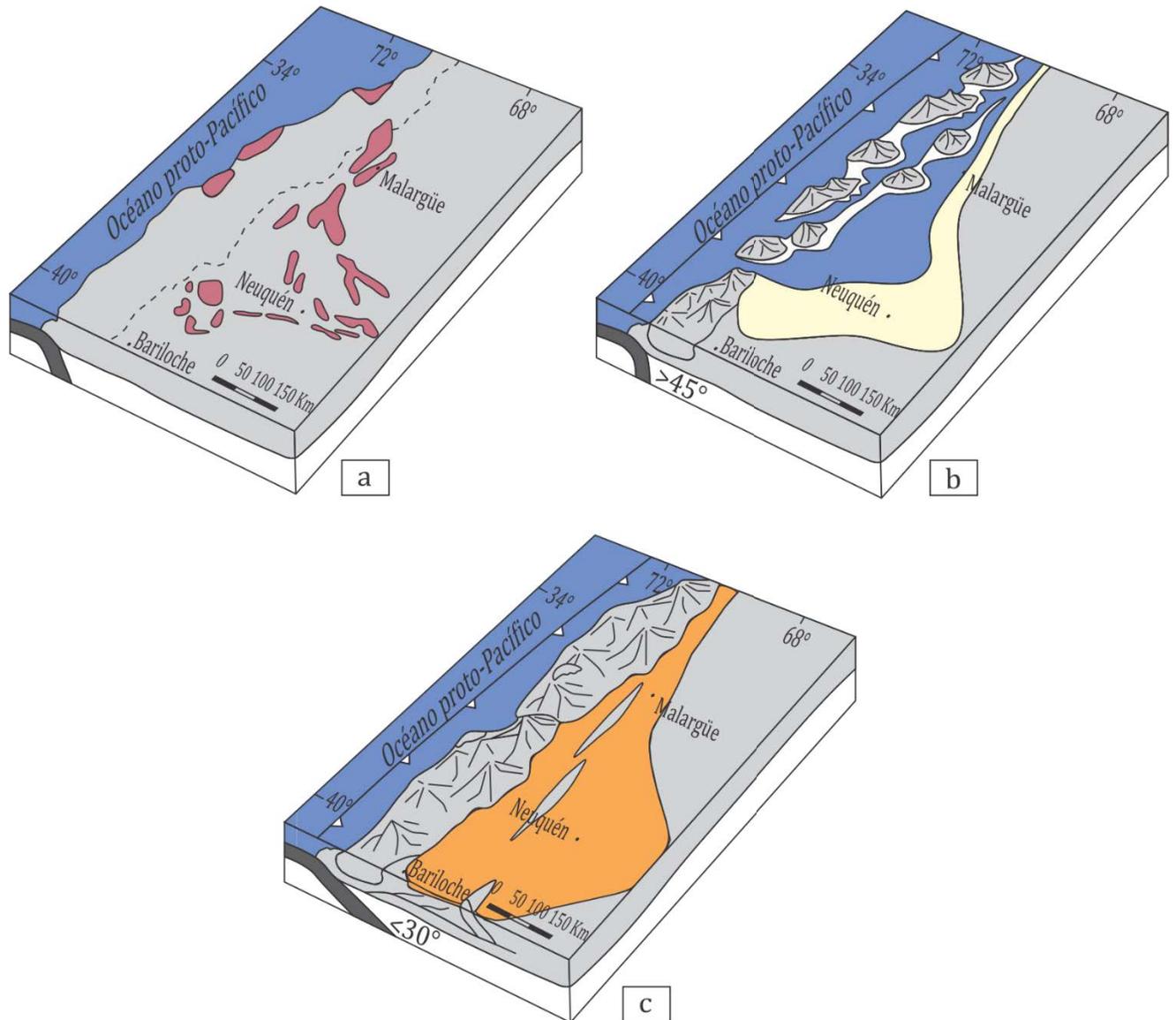


Fig. 2.2. Evolución tectónica de la Cuenca Neuquina. **a)** Estadio de *rift*: Dominio de la subsidencia mecánica, depocentros aislados con relleno silicoclástico, volcánico y volcanoclástico. **b)** Estadio de *post-rift*: Dominio de la subsidencia termal, conexión de los depocentros y expansión de los depósitos, relleno continental y marino. **c)** Estadio de antepaís: Dominio de la subsidencia flexural, desarrollo de Faja Plegada y Corrida, depósitos continentales. Modificado de Howell et al. (2005).

ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA NEUQUINA

Desde el siglo XIX, los espléndidos afloramientos, la riqueza de flora y fauna fósil, y la considerable dotación de minerales ha promovido la investigación por parte de la academia y la industria sobre los depósitos del Jurásico y Cretácico de los Andes centrales de Argentina y Chile. Estos estratos se ubican entre los más intensamente estudiados de Sudamérica (Legarreta y Uliana, 1996). La estratigrafía mesozóica de la Cuenca Neuquina (Figura 2.3) se caracteriza por presentar una gran complejidad debido, en parte, a su evolución tectónica. En el registro estratigráfico de la cuenca están representados los tres estadios tectónicos evolutivos mencionados previamente, cuyos controles sobre la sedimentación han quedado plasmados en la estratigrafía. Además, el gran tamaño que presenta la cuenca da lugar a que muchas unidades estratigráficas del relleno presenten cambios de facies, acuñaientos, diacronismo o pierdan representación en el registro, situaciones que dificultan su correlación.

A continuación, se hará una descripción sintética sobre la estratigrafía de la cuenca en el área de estudio con especial interés en el intervalo temporal Jurásico Inferior – Cretácico Inferior.

Grupo Choiyoi

Esta entidad presenta un gran desarrollo areal, formando parte del *pre-rift* de la Cuenca Neuquina (Figura 2.3). Su localidad tipo se encuentra en la Cordillera del Viento, y fue denominada como Serie Porfírica Supratriásica y posteriormente Choiyoilitense (Groeber, 1929; 1946). Está constituida por andesitas, tobas dacíticas y tobas riódacíticas que alternan con brechas y areniscas tobáceas con coloraciones violáceas, rojizas y verdosas. Se le asigna una edad Pérmico Inferior - Triásico Medio (252 ± 14 y 235 ± 10 Ma) (Caminos et al., 1979; 1982). En el área de estudio sólo aflora constituyendo el núcleo de algunos braquianticlinales (Narciso et al., 2001).

Ciclo Precuyano

El término Precuyano (Gulisano, 1981) (Figura 2.3) fue utilizado para referirse a un conjunto de depósitos piroclásticos, volcánicos y epiclásticos, que conforman parte del relleno inicial de la Cuenca Neuquina, comprendidos entre el Grupo Choiyoi y las sedimentitas del Grupo Cuyo en el norte de la cuenca. Estos depósitos presentan una distribución irregular, geometría de tipo cuneiforme y espesores que superan los 2000 metros. Representan casi exclusivamente depósitos continentales y se encuentran contenidos dentro de estructuras de tipo hemigraben desarrollados durante el estadio de *rift* de la cuenca conformando depocentros aislados. Dentro de este término se agrupan numerosas unidades litoestratigráficas, como por ejemplo las Formaciones Remoredo, Sañicó, Barda Alta, Planicie Morada y Piedra del Águila, entre otras (Leanza et al., 2011) (Tabla 2.1).

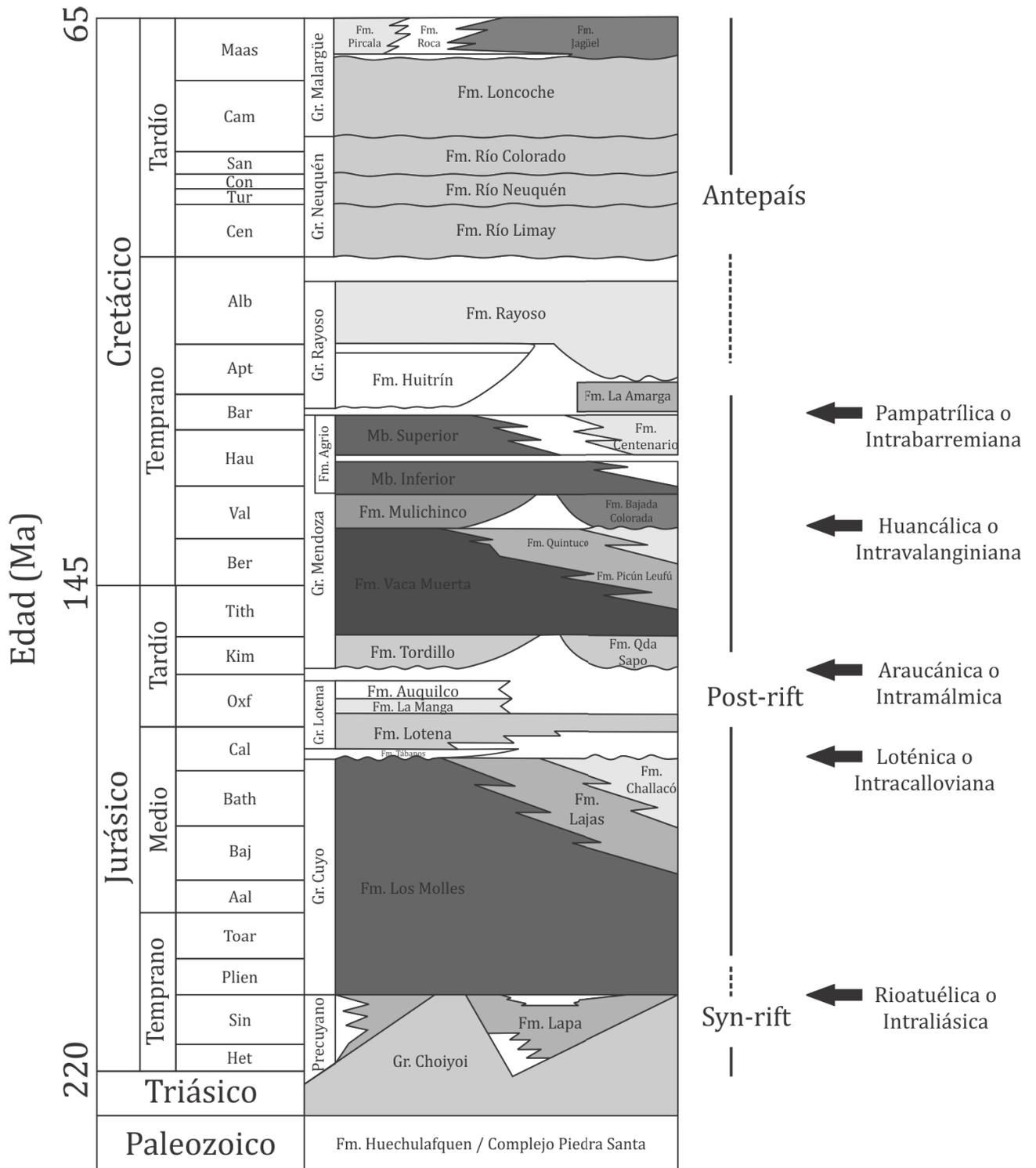


Fig. 2.3. Cronoestratigrafía, evolución tectónica y principales discordancias de la Cuenca Neuquina. Tomado de Howell et al. (2005).

Tabla 2.1. Cuadro estratigráfico de las unidades del Ciclo Precuyano para diferentes localidades de la Cuenca Neuquina. Modificado de [Franzese y Spalletti \(2001\)](#).

		Depocentro							
	Edad	Mercedario	Río Atuel	Malargüe	Engolfamiento Neuquino	Andacollo	Aluminé	Cerro Chachil	Piedra del Águila
Ciclo Precuyano	Jurásico inferior	Fm. Rancho de Lata	Fm. El Freno	Fm. Remoredo	Fm. Planicie Morada	Fm. La Primavera	Fm. Aluminé	Fm. Lapa	Fm. Sañicó
					Fm. Puesto Kaufmann				Fm. Piedra del Águila
	Triásico superior		Fm. Arroyo Malo	Fm. Llantenés	Fm. Barda Alta	"Serie volcánica supra-triásica"			Fm. Paso Flores
				Fm. Chihulu					

Posteriormente, se definió como Ciclo Precuyano a aquellos depósitos que yacen sobre la discordancia Supratriásica, es decir, sobre las rocas del basamento de la cuenca, mientras que el techo se encuentra representado por la discordancia Intraliásica, por sobre la cual yacen las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo ([Gulisano et al., 1984](#)). Inicialmente, el Ciclo Precuyano fue acotado al Jurásico Inferior (Hettangiano - Sinemuriano), aunque hallazgos faunísticos posteriores ([Ricardi et al., 1988](#)) en la región del río Atuel extienden su límite inferior al Triásico Tardío. El hallazgo de depósitos marinos de edad triásica representados por la Formación Arroyo Malo ([Ricardi et al., 1997](#)) restringe el rango temporal del Ciclo Precuyano desde el Triásico Superior hasta el Hettangiano - Sinemuriano.

Grupo Cuyo (Sinemuriano - Calloviano Medio)

El Grupo Cuyo ([Dellapé et al., 1978](#)) ([Figura 2.3](#)), representa el inicio de la sedimentación de la etapa de *post-rift* en toda la Cuenca Neuquina ([Veiga et al., 2013](#)). Este grupo se encuentra limitado en base y techo por las discontinuidades Rioatuélica e Intracalloviana o Loténica, respectivamente. La primera representa el primer episodio de ingresión marina sobre los depósitos volcánicos del Grupo Choiyoi ([Stipanovic et al., 1968](#)) y/o los depósitos del Ciclo Precuyano ([Gulisano et al., 1984](#)); mientras que la

segunda es de carácter tectónico y lo separa del grupo suprayacente. Los depósitos del Grupo Cuyo poseen una amplia variabilidad espacial de facies, espesor y edad, por lo que se reconocen en toda la cuenca una gran cantidad de unidades formacionales basadas en criterios litoestratigráficos, muchas de las cuales representan particularidades locales ocurridas durante los distintos ciclos de avances y retrocesos de la línea de costa o eventos arealmente restringidos, que ocurrieron durante la transición entre la etapa de *rift* y la de *post-rift* (Arregui et al., 2011). Por lo expuesto, se pueden reconocer depósitos de una gran variedad de ambientes sedimentarios, desde marino profundo (Formación Los Molles), marinos de plataforma (Formación Bardas Blancas), deltaicos (Formación Lajas), continentales (Formación Challacó), carbonáticos (Formación Chachil) y evaporíticos (Formación Tábanos) en diferentes sectores de la cuenca.

Grupo Lotena (Calloviano Medio - Oxfordiano Tardío)

El Grupo Lotena (Leanza, 1992) (Figura 2.3) se encuentra limitado en base y techo por discontinuidades, las cuales poseen características regionales y se denominan Intracalloviana para su base e Intramálmica en su tope (Dellapé et al., 1979; Gulisano et al., 1984). El Grupo Lotena muestra una distribución areal y de espesores menor en comparación al infrayacente Grupo Cuyo. Desde el punto de vista litoestratigráfico abarca las facies arenosas continentales y de plataforma denominada Formación Lotena (Weaver, 1931), continúa con los calcáreos de la Formación La Manga (Stipanivic, 1966), y su equivalente en el subsuelo denominada Formación Barda Negra (Digregorio, 1972), desarrollando hacia el tope una espesa secuencia evaporítica denominada Formación Auquilco (Weaver, 1931) (Figura 2.3). Conforman una secuencia completa de segundo orden que se inicia con una regresión forzada tectónicamente inducida, prosigue con el desarrollo de plataformas carbonáticas durante la máxima expansión del mar y finaliza con evaporitas correspondientes a una regresión normal (Arregui et al., 2011).

Grupo Mendoza (Kimmeridgiano - Barremiano Inferior)

El Grupo Mendoza (Figura 2.3) (Stipanivic et al., 1968) presenta como límite inferior a la discontinuidad Intramálmica y como superior la Intrabarremiana. Hacia el límite Oxfordiano - Kimmeridgiano, debido a un importante evento de reconfiguración vinculada con la mayor inversión tectónica registrada en la cuenca (Leanza, 2009), se desarrolló la discordancia Intramálmica. Este episodio de inversión generó el levantamiento de dos importantes estructuras internas de la Cuenca Neuquina, la Dorsal de Huinul y el Dorso de los Chihuidos (Figura 2.1). La primera de ellas, de orientación este - oeste, estaba ubicada a los 39° de latitud sur, y la segunda, con orientación norte - sur, se encontraba ubicada a los 69° de longitud oeste aproximadamente. Como fue mencionado por Leanza (1977), la sección tipo del Grupo Mendoza se localiza en la provincia del Neuquén, resultando su denominación poco atinada. El Grupo Mendoza se encuentra integrado por las sedimentitas clásticas continentales de la Formación Tordillo

(Stipanovic, 1966) de edad kimmeridgiana; las pelitas y calizas finas con alto contenido de materia orgánica de la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931) acumuladas entre el Tithoniano Temprano Tardío y el Valanginiano Temprano; los depósitos continentales y marinos de la Formación Mulichinco (Weaver, 1931) de edad Valanginiano Temprano Medio hasta el Valanginiano Tardío Bajo; y las sedimentitas principalmente pelíticas y carbonáticas de la Formación Agrio (Weaver, 1931) de edad valanginiana tardía a barremiana temprana (Figura 2.3). La sedimentación continental representada por la Formación Tordillo constituye el primer registro del Grupo Mendoza. Luego, la cuenca fue rápidamente inundada por la transgresión marina del Tithoniano, excediendo el área de depositación de las secuencias previas. En ese contexto se depositan los sedimentos marinos de la Formación Vaca Muerta. Como consecuencia de una importante caída del nivel del mar acaecida hacia el Valanginiano Temprano Medio (Gulisano et al., 1984), influenciada probablemente por un alzamiento tectónico (Vergani et al., 1995; Schwarz et al., 2006), se depositan los sedimentos que conforman la Formación Mulichinco. Por último, un nuevo evento transgresivo ocurrido en el Valanginiano Tardío da lugar a la acumulación de la Formación Agrio, la cual representa la última ingresión marina pacífica (Aguirre-Urreta y Rawson, 1999).

Los datos utilizados para este trabajo provienen del registro estratigráfico de la etapa de *post-rift* sensu Howell et al. (2005), durante la cual se desarrolló el relleno más característico de la Cuenca Neuquina. Dicho registro lo integran diversos ciclos de sedimentación limitados por discontinuidades de diferentes jerarquías (Figura 2.4) (Leanza, 2009). Estos ciclos de relleno se agrupan en unidades litoestratigráficas, cuyo origen ha atravesado diferentes etapas de análisis y aún hoy no existe un acuerdo general acerca de la influencia de los factores tectónicos (Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005) y eustáticos (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1999) que gobernaron su génesis (Arregui et al., 2011).

Si bien desde un punto de vista regional la estratigrafía general de la etapa de *post-rift* es coherente con los ciclos eustáticos documentados, los factores tectónicos locales (Vergani et al., 1995; Vergani, 2005) habrían ejercido un fuerte control sobre la evolución estratigráfica de la cuenca modificando los patrones de generación y dispersión de sedimentos en el área centro - occidental (Schwarz et al., 2006; Veiga et al., 2011). La influencia de controles estructurales, activos o derivados de la topografía extensional, podría haber producido cambios significativos en la localización de los ambientes sedimentarios y en la generación de espacio de acomodación. Asimismo, diversos episodios de inversión durante la etapa de *post-rift* podrían haber controlado la distribución y espesor de las secuencias sedimentarias en el ámbito de la Dorsal de Huincul (Burgess et al., 2000; McIlroy et al., 2005) y en el Dorso de los Chihuidos (Comínguez y Franzese, 2006; Spalletti y Veiga, 2007). Por otra parte, algunos fenómenos tectónicos pudieron haber derivado ya no de la inversión, sino de estructuras asociadas a los grábenes y hemigrábenes del inicio de la cuenca (Cristallini et al., 2009). Además, la tectónica del arco magmático andino habría generado el desarrollo de

pendientes regionales provenientes del oeste, modificando la geometría de la cuenca durante su evolución (Spalletti et al., 2008).

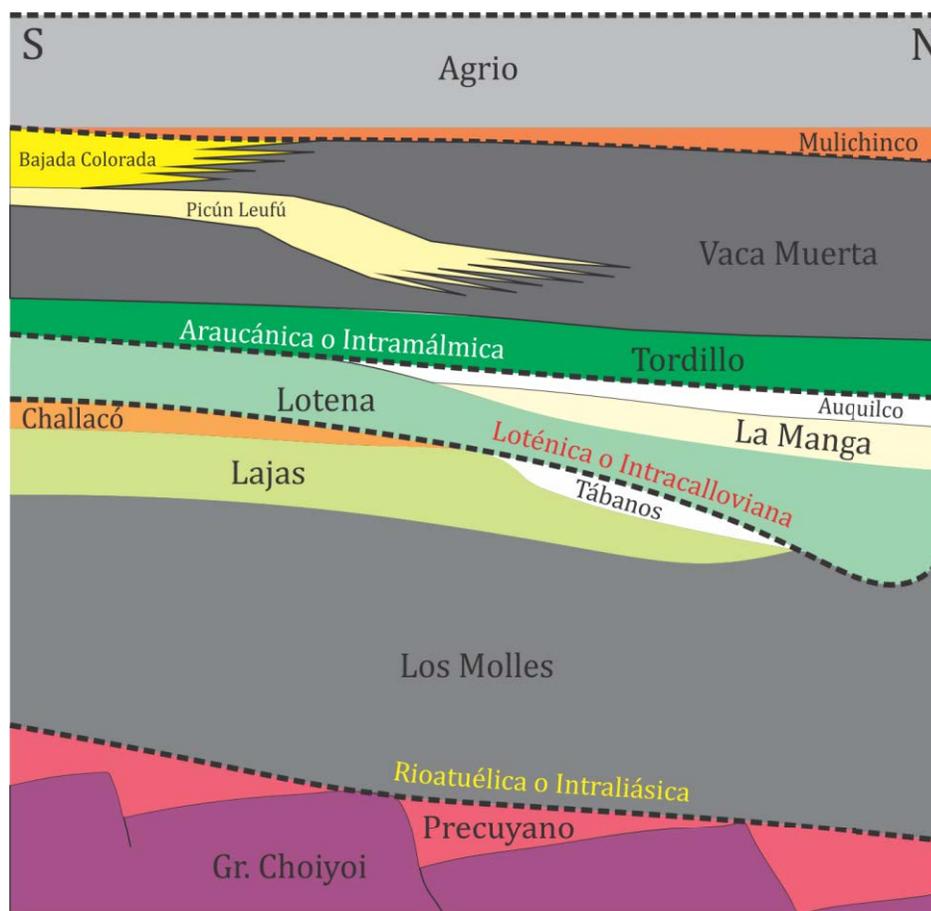


Fig. 2.4. Diagrama esquemático de las discontinuidades regionales en una transecta sur - norte de la Cuenca Neuquina. Modificado de Leanza (2009).

Los controles sobre la subsidencia de la Cuenca Neuquina no están claramente establecidos. Se ha señalado un origen relacionado a subsidencia mecánica, seguida por una subsidencia termal y finalmente flexural atendiendo a las tres etapas de estructuración de la cuenca (Legarreta y Uliana, 1999; Howell et al., 2005). La posibilidad de que el control general sobre el hundimiento de la cuenca haya sido de carácter flexural ya desde el Jurásico Superior o Cretácico Inferior, tomando el control sobre la etapa termal, ha sido mencionado por algunos autores (Franzese et al., 2006), lo cual abre la discusión para precisar la historia evolutiva de la subsidencia tectónica de la Cuenca Neuquina.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio involucra el sector norte de la provincia del Neuquén y el sector sur de la provincia de Mendoza, y se encuentra comprendida entre los paralelos 36°30' y 37°20' latitud sur y los meridianos 69°00' y 69°50' longitud oeste (Figura 2.5). Posee una geometría prácticamente cuadrangular de aproximadamente 80 kilómetros de lado, abarcando unos 6400 kilómetros cuadrados de superficie. Su límite nor-noreste lo constituye la región denominada Altiplanicie del Payún (36°37'15.5"S; 69°16'73"W); mientras que el límite suroccidental lo representa el volcán Tromen (37°11'8.42"S; 70° 2'1.31"W) (4.114 msnm). Por su parte, la Sierra de Chachahuén (37°4'S; 68°51'W) (1940 msnm) constituye el límite sudeste. Se accede a la zona por la Ruta Nacional N° 40, la cual posee una orientación norte-sur a lo largo del margen oeste del área. Las rutas provinciales N° 6 y N° 180 posibilitan el acceso por el sur y el este, respectivamente. Las principales localidades ubicadas próximas al área de estudio corresponden a Buta Ranquil, Buta-Co, Barrancas, el Paraje Auquilco y Ranquil del Norte.

Debido a la gran extensión de la Cuenca Neuquina, el área de estudio fue definida en función de la disponibilidad de información proveniente del subsuelo y de la presencia de afloramientos que permitieran el estudio de las secuencias sedimentarias en un área correlacionable y regionalmente representativa. Además, al ocupar una posición relativamente marginal en la cuenca, los eventos tectónicos y las variaciones eustáticas deberían estar claramente registrados en la estratigrafía. La superficie constituida por afloramientos se ubica al oeste del área de estudio y ocupa aproximadamente un 20% de la misma (Figura 2.5). Si bien los afloramientos son de difícil acceso, las localidades cercanas facilitan la logística de las tareas de campo. Asimismo, la existencia de importantes yacimientos de hidrocarburos en la región ha impulsado su exploración y el desarrollo de diversos caminos de yacimiento y picadas que permiten recorrer el área. En relación a esto último, el interés económico del área ha permitido obtener información de subsuelo que impulsó la redacción de numerosos trabajos antecedentes y profusa bibliografía.

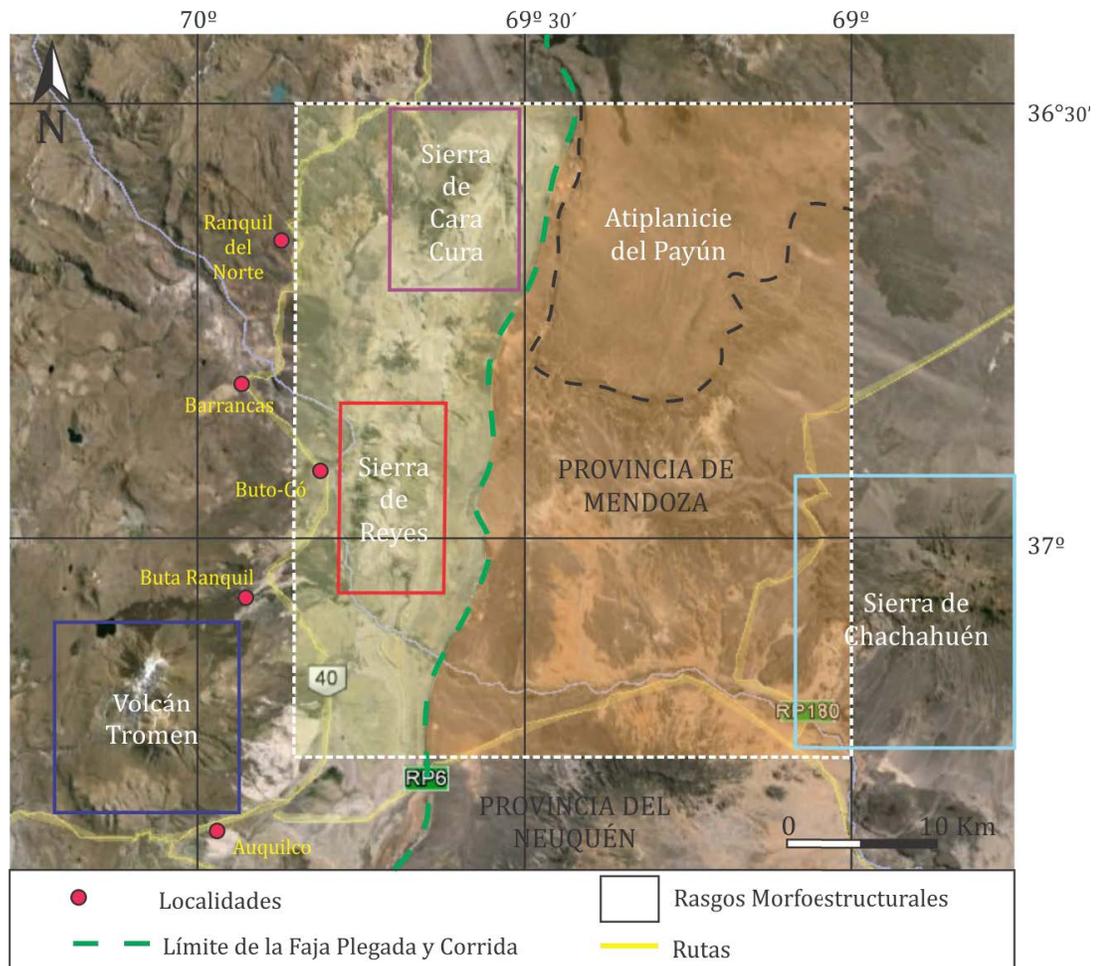


Fig. 2.5. Mapa de ubicación del área de estudio (línea punteada blanca), límite de entre la Faja Plegada y Corrida de Malargüe y Engolfamiento Neuquino (línea punteada verde) y principales rasgos morfoestructurales.

Dentro del área de estudio se encuentra el límite entre las provincias geológicas Cordillera Principal — representada por la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Kozłowski et al., 1993)— y Engolfamiento Neuquino (Braccini, 1970) (Figura 2.5). La Faja Plegada y Corrida de Malargüe consiste en un cinturón orogénico de piel gruesa desarrollado durante la orogenia andina en el sector sudoeste de la provincia de Mendoza. Esta faja de deformación cenozoica junto con la Cordillera Frontal, conforman los Andes del sur mendocino ascendidos como resultado de la interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana (Turienzo, 2009). Por su parte, al sur de los 35° de latitud se desarrolla el Engolfamiento Neuquino, el cual presenta una extensión en sentido norte – sur de unos 600 kilómetros y de 400 kilómetros en sentido este – oeste (Aguirre-Urreta et al., 2008b). Posee un estilo tectónico que resulta de una combinación entre estructuras epidérmicas y otras con marcada influencia del basamento. Se caracteriza por suaves pliegues controlados por el basamento que indican una inversión tectónica de los sistemas extensionales del Triásico Superior - Jurásico Inferior durante el Cretácico, y una débil reactivación durante la orogenia andina (Ramos, 1999).

Los rasgos morfoestructurales más sobresalientes del área (Figura 2.6) lo constituyen la Sierra de Cara Cura (Figura 2.7a) (36°37'10.14"S; 69°37'35.48"W) y la Sierra de Reyes (Figura 2.7b) (36°56'49.85"S; 69°44'26.07"W). Ambas estructuras presentan una orientación norte–sur o nor-noreste–sur-suroeste, es decir, aproximadamente paralela a la cadena andina. La Sierra de Cara Cura representa una estructura de piel gruesa distal al orógeno andino. Constituye una zona de estudio clásica de la Cuenca Neuquina, ya que permite observar prácticamente la totalidad del relleno de la cuenca, incluyendo las unidades que conforman los sistemas petroleros en los yacimientos cercanos. Se trata de un braquianticlinal asimétrico con vergencia oeste y eje buzante en sus extremos norte y sur (Kozłowski et al., 1993). Integran su núcleo afloramientos del basamento, secuencias clásticas y volcánicas de *syn-rift*, y secuencias de *post-rift*. El levantamiento de esta estructura se ha atribuido tanto a la inversión tectónica de fallas normales propias del estadio de *syn-rift* (Maceda y Figueroa, 1993; Uliana et al., 1995), como a fallas inversas andinas sin relación alguna con la extensión inicial (Giambiagi et al., 2008). Por su parte, la Sierra de Reyes presenta las mismas características morfoestructurales antes mencionadas, aunque muestra un mayor desarrollo de espesor en todas las unidades estratigráficas de relleno. Otro rasgo destacable próximo a la zona lo constituye el Campo Volcánico Payún Matrú, localizado en la Provincia Basáltica Payenia (Polanski, 1954). El Campo Volcánico Payún Matrú contiene dos volcanes compuestos, el Payún Matrú y el Payún Liso, así como dos campos basálticos ubicados al este y oeste del Payún Matrú. Este último es el volcán más grande de este campo volcánico, y consiste en un edificio con forma de escudo con una caldera circular en su cúspide de 8 kilómetros de diámetro (Hernando et al., 2012) y una altura de 3680 msnm.

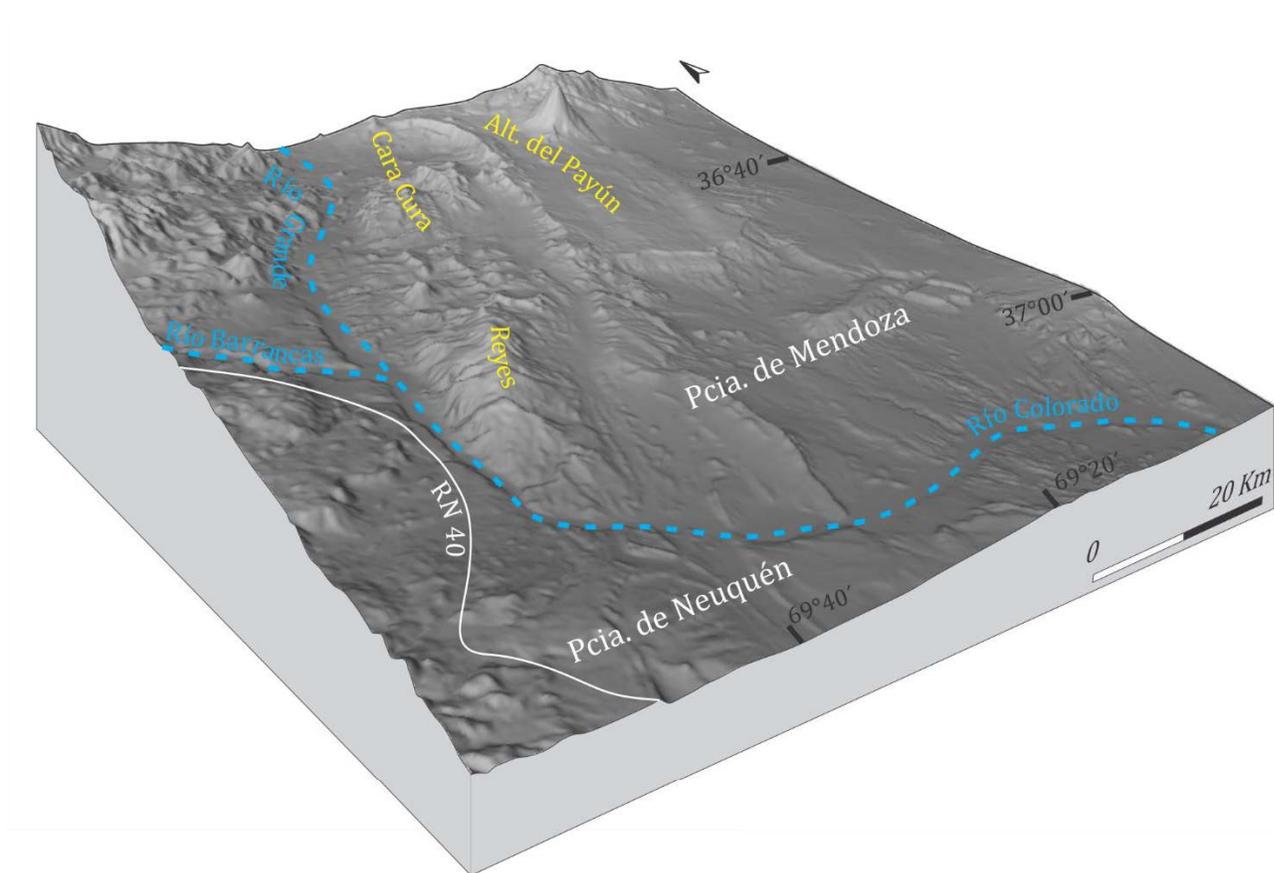


Fig. 2.6. Modelo de elevación digital (DEM) del área de estudio y principales rasgos morfoestructurales.

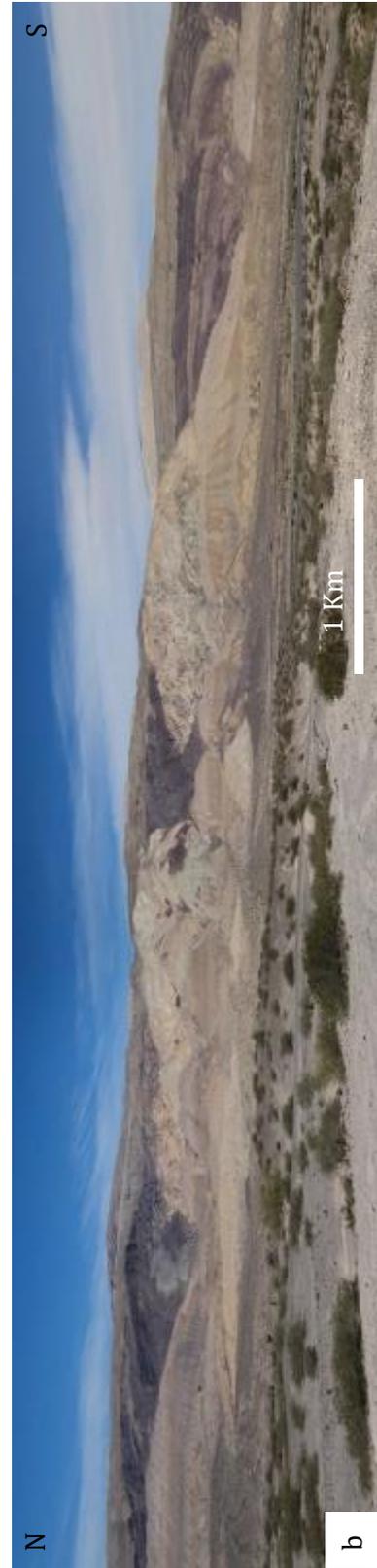


Fig. 2.7. a) Vista panorámica de la Sierra de Cara Cura. **b)** Vista panorámica de la Sierra de Reyes.

METODOLOGÍA

En este capítulo se hará referencia al conjunto de procedimientos utilizados para alcanzar los objetivos propuestos en este trabajo, los cuales requirieron del análisis y vinculación de diversos tipos de datos e información. Consecuentemente, se han aplicado diferentes metodologías tanto para la obtención como para el análisis de los datos.

Las actividades llevadas a cabo consistieron, en primera instancia, en el desarrollo simultáneo de tareas de campo y de gabinete. De esta manera, los datos colectados en el campo fueron progresivamente procesados e integrados a la información existente. Una vez obtenida la información considerada necesaria, las tareas se avocaron exclusivamente al análisis intelectual e interpretación de la misma.

1 Tareas de campo

Las tareas de campo fueron llevadas a cabo durante el período comprendido entre abril del 2012 y marzo del 2014, totalizando 72 días de tareas de campo. Las actividades desarrolladas se focalizaron en el reconocimiento del área y de las grandes unidades estratigráficas del relleno de la cuenca correspondientes al intervalo de *post-rift*. Se prestó especial atención a la identificación y reconocimiento de las estructuras presentes o evidencias de las mismas en los sectores de afloramiento, como así también a las variaciones de espesores y de facies de las unidades estratigráficas mayores. Luego se procedió al mapeo geológico de detalle para las zonas de interés y al levantamiento de perfiles estratigráficos y sedimentológicos.

1.1 Recolección de datos para el mapeo geológico

Con el fin de analizar la estructura y la estratigrafía del área de estudio, se procedió al mapeo de los sectores de interés utilizando como base la Hoja Geológica Barrancas 3769-I de escala 1:250000 (Narciso et al., 2001) y la Hoja Geológica Buta Ranquil 32c de escala 1:200000 (Holmberg, 1976) editadas por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), e imágenes satelitales *Landsat ETM+*. Con ellas, se confeccionó un mapa base que fue utilizado para el volcado de los datos relevados en el campo. Dichos datos comprendieron la delimitación y clasificación (tipos y geometrías) de los contactos entre las grandes unidades formacionales y mediciones sistemáticas de espesores, rumbo del buzamiento (Rbz) de planos estratificados, fracturas y fallas, estructuras plegadas y estriados en 207 puntos de interés; para ello se utilizó una brújula tipo Brunton. Estos datos fueron luego transcritos en la libreta de campo junto con su ubicación en coordenadas UTM y alturas obtenidas por medio de un GPS, su descripción y fotografías; posteriormente fueron representados sobre el mapa base (Figura 3.1).

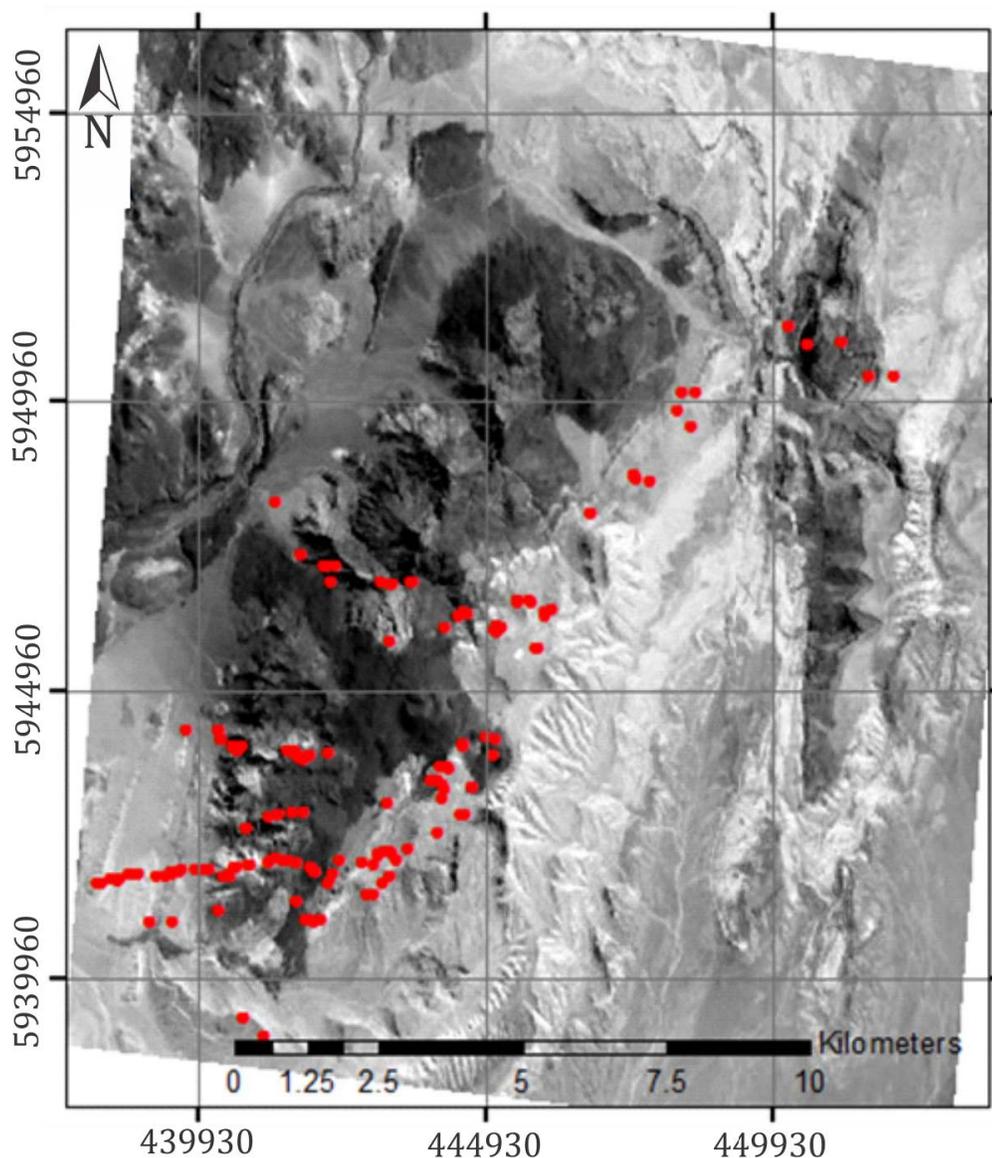


Fig. 3.1. Ubicación de los 207 puntos de interés relevados en la Sierra de Cara Cura.

1.2 Levantamiento de perfiles estratigráficos y sedimentológicos

Luego del reconocimiento de las áreas se seleccionaron los sitios a relevar en función de su accesibilidad y la calidad de los afloramientos. Se relevaron cuatro perfiles sedimentológicos con escala 1:100 denominados Cara Cura Norte (CCN), Cara Cura Oeste Norte (CCWN), Cara Cura Oeste (CCW) y Cara Cura Sur (CCS), distribuidos en el área de estudio (Figura 3.2). La ubicación del inicio y fin de los perfiles, el rumbo e inclinación del afloramiento, así como toda otra información de interés (superficies erosivas, discordancias, discontinuidades, etc.) fueron relevadas mediante GPS y brújula. Para el levantamiento de los perfiles se utilizó cinta métrica, báculo de Jacob, brújula tipo Brunton, escala de comparación, ácido

clorhídrico, piqueta y lupa. Durante esta tarea se realizó una descripción de las características litológicas, de facies y geométricas de las unidades de interés (Figura 3.3).

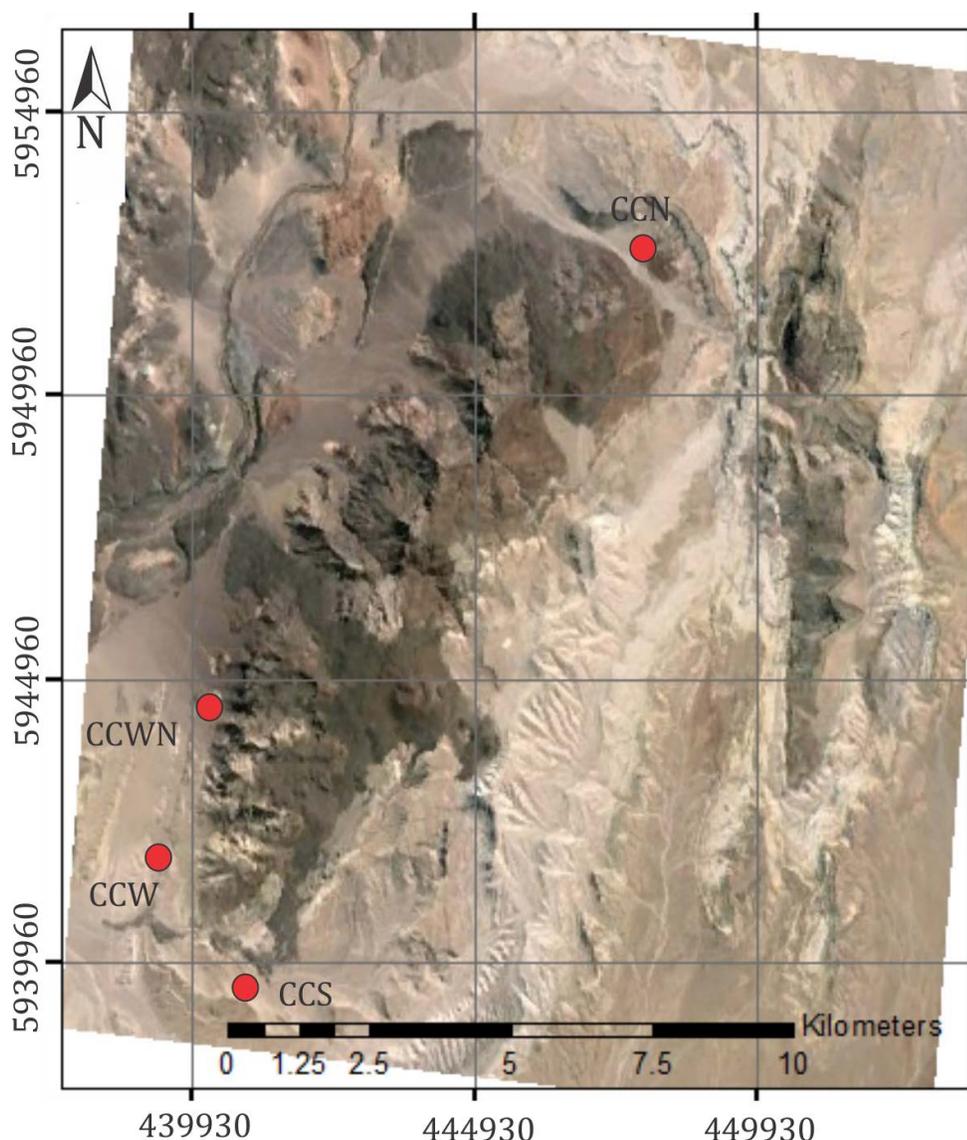


Fig. 3.2. Ubicación de los perfiles relevados en la Sierra de Cara Cura.

2 Tareas de gabinete

Las tareas de gabinete comprendieron la recopilación de bibliografía antecedente del área de trabajo y de la temática de estudio, la solicitud de información de subsuelo a organismos gubernamentales y empresas, el procesamiento de los datos de campo obtenidos y de la información de subsuelo disponible para, posteriormente, dar lugar a la integración, análisis e interpretación de la información en su conjunto. Por último, se llevó a cabo la redacción de este trabajo de tesis.



Fig. 3.3. Levantamiento de perfiles estratigráficos. **a)** Ubicación de las coordenadas y alturas de inicio y fin de los perfiles relevados. **b)** Levantamiento utilizando báculo de Jacob en unidades de gran espesor. **c)** Utilización de cinta métrica para la determinación de espesores en unidades con poco desarrollo.

2.1 Recopilación bibliográfica

El proceso de recopilación bibliográfica se desarrolló durante toda la duración de este trabajo de tesis. El mismo consistió en una búsqueda sistemática, recolección, selección, clasificación, evaluación y análisis de contenido del material. Se colectó material impreso y digital, correspondiente a libros, resúmenes de congresos, material de divulgación, informes técnicos, publicaciones científicas, mapas, secciones estructurales y esquemas. La información obtenida sirvió de fuente teórica, conceptual y/o metodológica para esta tarea de investigación científica. Se prestó especial interés a aquellas temáticas relacionadas a: origen y evolución de la Cuenca Neuquina, características de los estadios de *syn-rift* y *post-rift* en cuencas extensionales, *post-rift* de la Cuenca Neuquina, conversión tiempo-profundidad, modelado de facies, métodos estadísticos de interpolación, coeficientes de compactación y densidades en rocas, mecanismos y análisis de subsidencia, variaciones eustáticas, *backstripping* 1D y 2D y topografía dinámica, entre otras.

2.2 Solicitud de información de subsuelo

En esta etapa, comprendida entre abril del 2012 y junio del 2014, se realizó la solicitud de información de subsuelo por medio del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET) y la Subsecretaría de Coordinación Institucional del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva de la Nación (MINCyT) ante la Subsecretaría de Minería y Energía de la provincia de Mendoza y la Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos de la provincia del Neuquén. Esta solicitud fue avalada por ambas entidades por lo que autorizaron a la empresa YPF S.A. a hacer entrega de la información solicitada, que consistía en informes regionales, legajos y perfiles de 36 pozos de exploración y producción y 40 líneas sísmicas 2D.

2.3 Mapeo digital

Consistió en la integración de los datos relevados en el campo, información proveniente de la industria petrolera, las hojas geológicas Barrancas 3769-I y Buta Ranquil 32c e imágenes satelitales *Landsat ETM+* para confeccionar un mapa geológico del área. El procesamiento de las imágenes se llevó a cabo con el programa *SoPI* desarrollado por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE), con el cual se llevaron a cabo las tareas de georeferenciación de las imágenes satelitales y la clasificación supervisada para la identificación de las diferentes litologías en función de su respuesta espectral. A partir de un modelo digital de elevación (DEM) del programa *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) se interpolaron las curvas de nivel de la zona. Posteriormente, mediante la utilización de un sistema de información geográfico (SIG) de la empresa ESRI™ (*ArcMap*, plataforma *ArcGIS*™), se procedió a la vectorización, georeferenciación e integración de la información, para la obtención de mapas geológicos de detalle de las áreas de afloramiento en escala 1:100000 (Figuras 3.4 y 3.5).

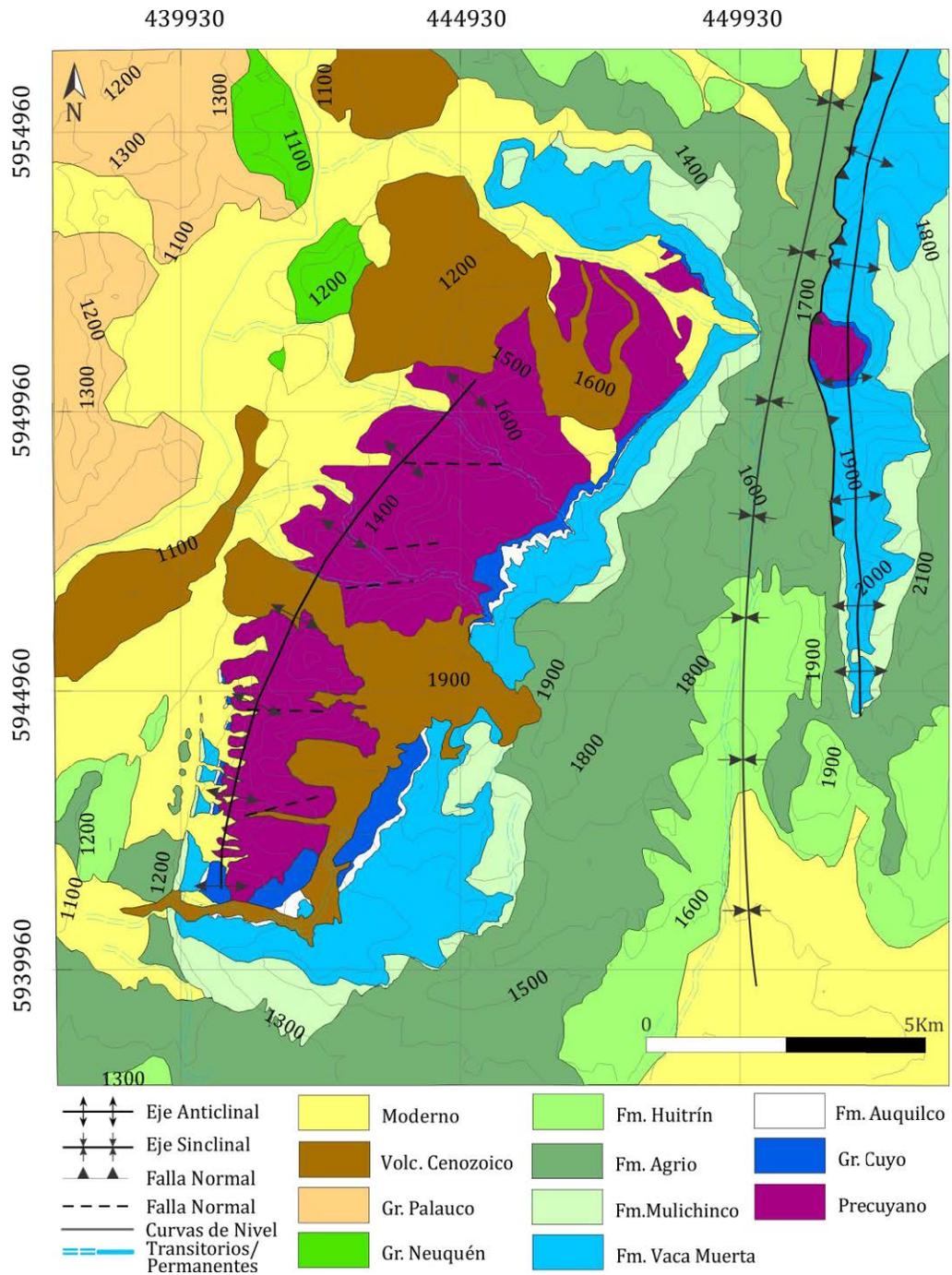


Fig. 3.4. Mapa geológico de la Sierra de Cara Cura. Basado en Narciso (2001).

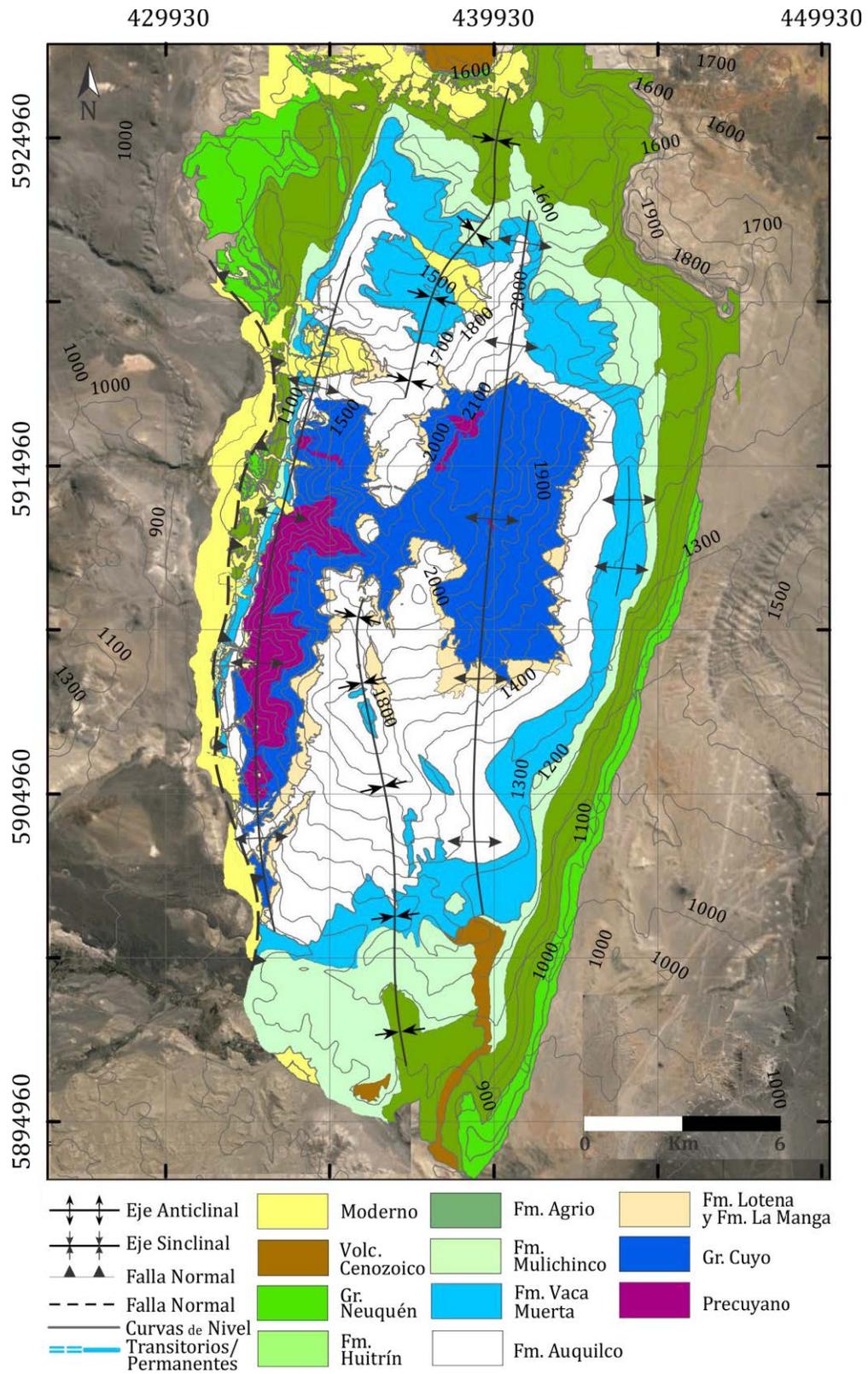


Fig. 3.5. Mapa geológico de la Sierra de Reyes. Basado en Holmberg (1976).

2.4 Legajos y perfiles de pozo

La información de subsuelo proveniente de los legajos de pozo se utilizó para precisar la localización de dichos pozos en superficie y como medida preliminar de la profundidad de los contactos entre las diferentes unidades del relleno. Posteriormente, los registros de pozo (eléctricos, radiactivos o acústicos) fueron analizados para la obtención de información litológica y la determinación de la profundidad de los pases formacionales con mayor precisión. Esto se llevó a cabo utilizando el programa *DataView*® de la empresa Schlumberger™ el cual permite visualizar en forma de curvas la información contenida en los archivos de pozos (archivos *.las*). De esta manera se analizaron principalmente las curvas correspondientes a los perfiles de rayos gamma (GR) y potencial espontáneo (SP) que son aquellas que, en condiciones ideales, permiten reconocer la unidad estratigráfica que está siendo perfilada. Ocasionalmente se recurrió al análisis de las curvas de perfil sísmico (DT) y perfil de densidad (ρ) cuando las litologías de diferentes unidades presentaban características similares, hecho que dificultaba su diferenciación. Se recurrió a la revisión detallada del fragmento rocoso de perforación o *cutting* descrito en los legajos de los pozos en aquellas situaciones controversiales.

2.5 Líneas sísmicas 2D

Las 40 líneas sísmicas de reflexión provistas por la empresa YPF S.A. fueron entregadas en archivos con formato estándar de información geofísica (*.segy*, *Society of Exploration Geophysicists*). Estos archivos de datos pueden ser visualizados en forma de imágenes en las cuales se representa, en el eje de las abscisas, la distancia sobre el terreno y, sobre el eje de las ordenadas, el TWT (*two way time*) o tiempo de ida y vuelta, es decir, el tiempo que transcurre desde la emisión de una onda hasta que la misma se refleja en una superficie del subsuelo y retorna para ser captada por un receptor. Dichos archivos fueron visualizados y analizados con el programa *SeiSee*® 2.2 (Pavlukhin, 2013), y en cada uno de ellos se reconocieron las superficies limitantes de las grandes unidades estratigráficas y las estructuras mayores (Figura 3.6).

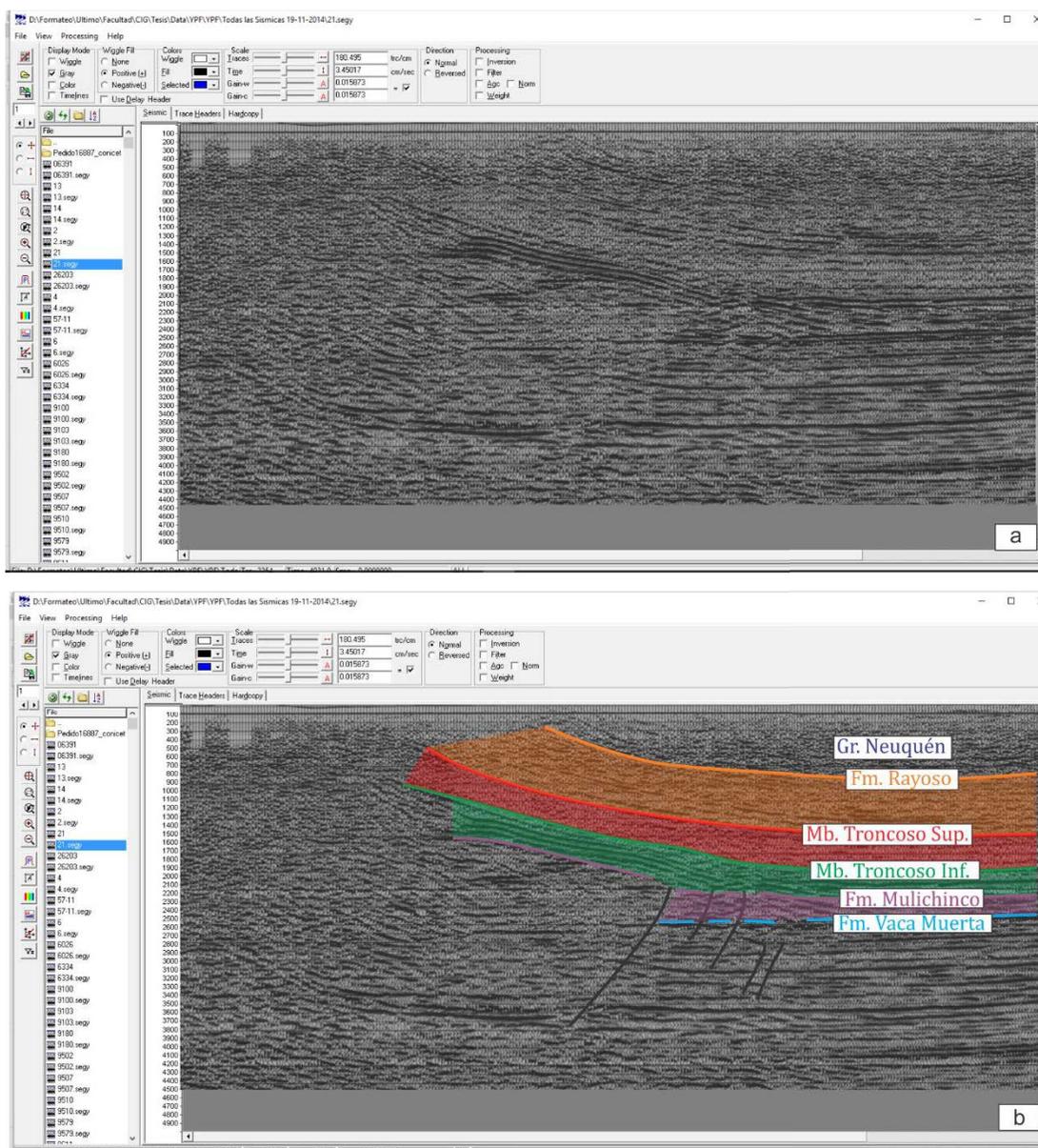


Fig. 3.6. a) Visualización de líneas sísmicas 2D. **b)** Reconocimiento de las unidades estratigráficas mayores y de las estructuras presentes. Basado en [Zamora Valcarce y Zapata \(2005\)](#).

2.6 Obtención de la ley de velocidad

Debido a que la totalidad de la información referente a espesores formacionales (ya sea recopilada, recolectada en el campo o proveniente de pozos) se encontraba expresada en unidades de distancia, y que las líneas sísmicas obtenidas presentan en el eje de las ordenadas el TWT (*two way time*), fue necesario unificar los dominios convirtiendo las unidades de tiempo en unidades de distancia. Para la conversión de

unidades de tiempo (milisegundos) en unidades distancia/profundidad (metros), y ante la carencia de las leyes de velocidad de propagación de las diferentes unidades para este sector de la cuenca, se procedió a la determinación de las mismas a partir de los tiempos de tránsito obtenidos a partir de los perfiles sínicos (DT). El perfil sínico es un registro continuo en función de la profundidad, esto es, del tiempo que necesita una onda compresional para atravesar una distancia dada de la formación inmediatamente adyacente al pozo. Se promediaron los valores de tiempo de tránsito de las ondas en las diferentes unidades y se aplicó esta velocidad para toda la unidad estratigráfica en ese pozo (Figura 3.7). Luego se convirtieron las velocidades de microsegundos por pie ($\mu\text{seg}/\text{pie}$) a metros por segundo (m/s) a fin de unificar la unidad de distancia en metros. Posteriormente, a modo de comprobación, se contrastaron los valores de tiempo de tránsito obtenidos con los valores estándar para esa litología (Tabla 3.1).

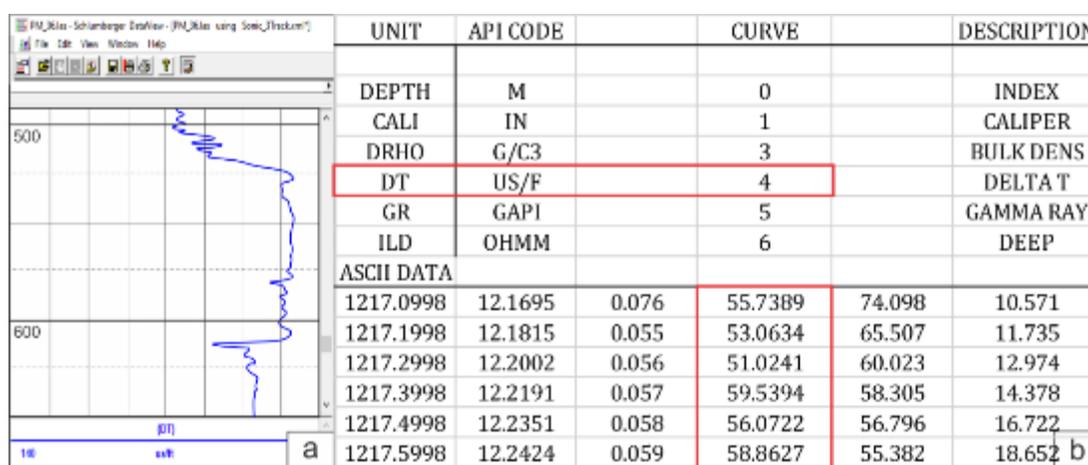


Fig. 3.7. a) Imagen representativa del perfil sínico para la Formación Auquilco en el pozo PM_36. **b)** Archivo .las visualizado en una hoja de cálculos (los recuadros rojos muestran la ubicación de la columna del perfil sínico y los valores del mismo).

Tabla 3.1. Valores de velocidad de tránsito obtenidos a partir de pozos (izquierda) para los yesos de la Fm. Auquilco y valores estándar para diferentes litologías (derecha) (Carmichael, 1982). Los valores obtenidos son consistentes con los esperados.

Pozo	$\mu\text{s}/\text{ft}$	ft/s	m/s	Valores estandar por litologías	$\mu\text{s}/\text{ft}$	ft/s
BjDC x1	51	19607.84	5976.5	Areniscas	55.5	19000
Cam18	53	18867.92	5750.9	Calizas	47.5	22000
EP x4	54	18518.52	5644.4	Dolomías	43.5	23000
LED x3	52	19230.77	5861.5	Yeso	50	20000
PM36	51	19607.84	5976.5	Halita	67	15000

2.7 Conversión Tiempo a Profundidad de líneas sísmicas

Posteriormente, conociendo la velocidad de propagación para cada unidad de relleno en cada pozo, y encontrarse dichos pozos dispersos en el espacio, se confeccionaron mapas de velocidad de propagación de onda para las diferentes unidades estratigráficas del relleno de *post-rift* en el área de estudio a fin de poseer un continuo de información de dichas velocidades (Figura 3.8). De esta manera, conociendo la velocidad de propagación de las ondas y la ubicación de la línea sísmica en dicho mapa de velocidades, se pudo determinar el espesor de las diferentes unidades estratigráficas a partir de las líneas sísmicas.

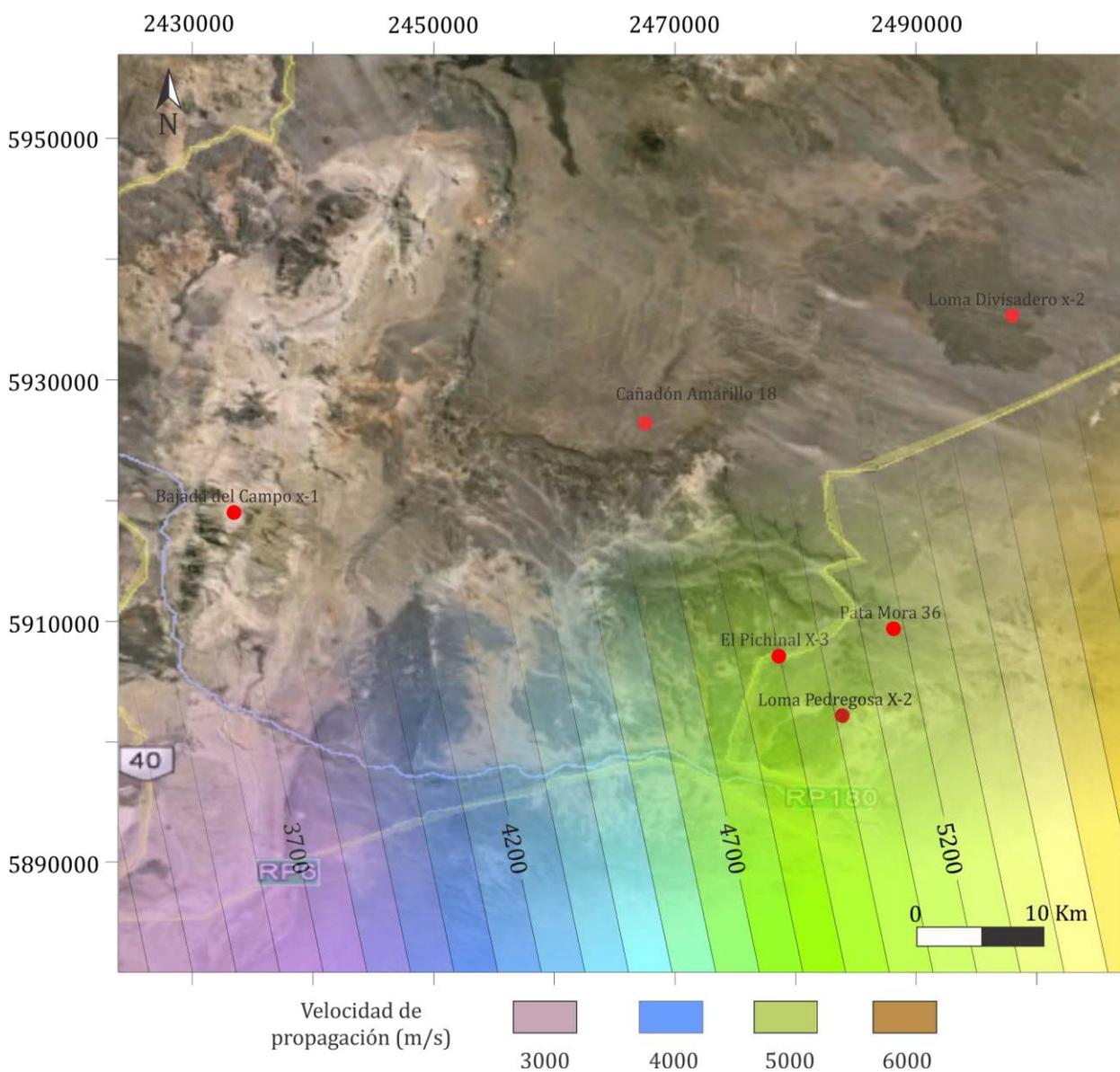


Fig. 3.8. Mapa de velocidad de propagación de onda para la Formación Vaca Muerta (en rojo los pozos utilizados para la obtención de valores).

2.8 Secciones estructurales a partir del mapa geológico de detalle

A modo de poder visualizar la configuración estructural de la Sierra de Cara Cura y la Sierra de Reyes, se construyeron 6 secciones estructurales para la primera y 4 para la segunda, utilizando como base los mapas geológicos de detalle confeccionados previamente junto con los datos relevados en el campo y la información disponible en los informes. Estas secciones se diseñaron con diferentes orientaciones y longitudes con el fin de observar las características de las estructuras que elevan dichas sierras y la variación de espesor y geometría de las unidades estratigráficas en diferentes sectores de las mismas. Para su construcción se utilizó el programa *MOVE®*, de la empresa *Midland Valley*, el cual utiliza los datos de topografía, de inclinación y los límites entre las unidades, generando la reconstrucción de forma automática a través de diferentes métodos (Figura 3.9). Posteriormente, estas secciones fueron corregidas utilizando criterio geológico donde fue requerido (Figura 3.10).

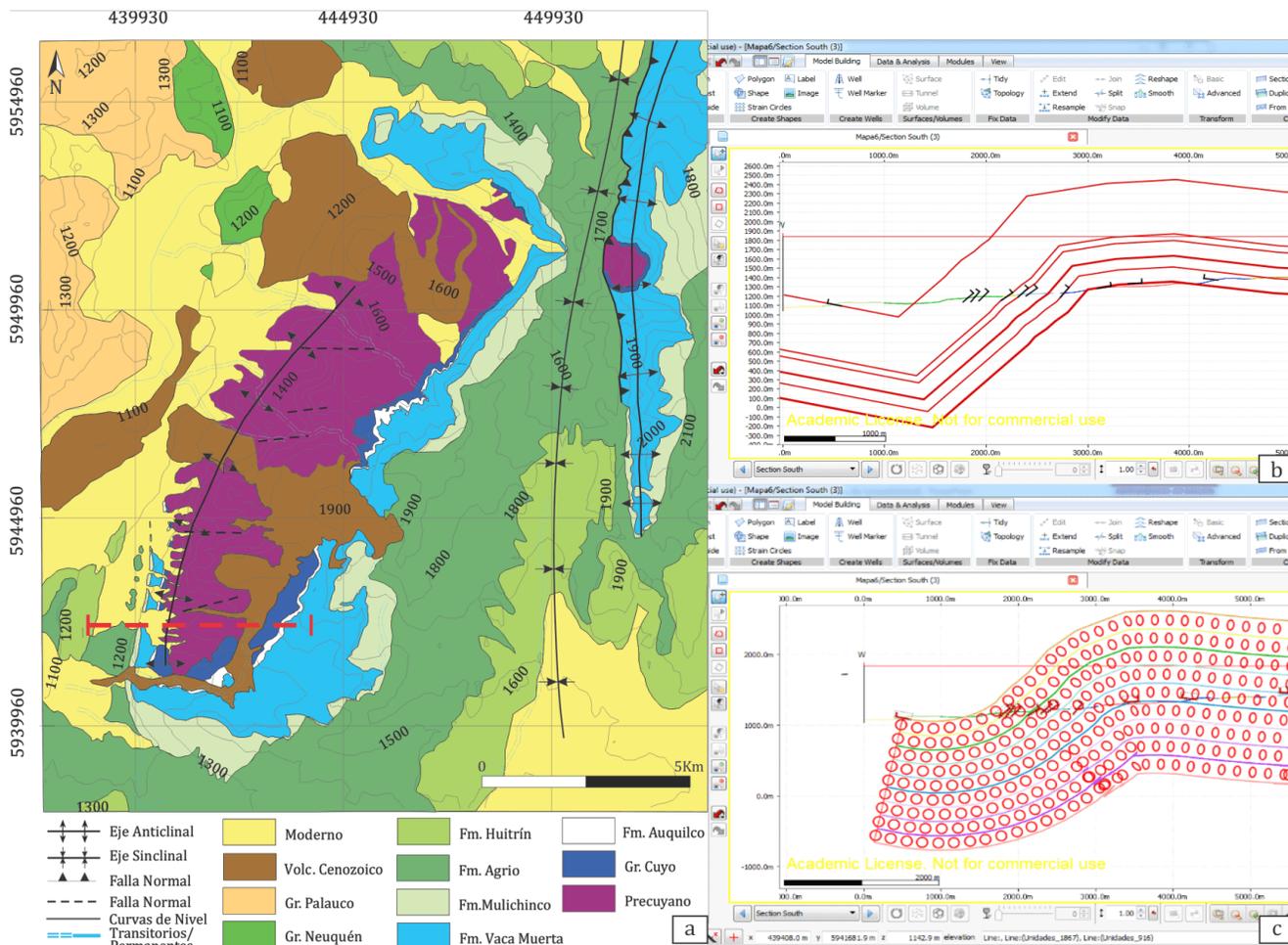


Fig. 3.9. a) Ubicación en el mapa geológico de detalle de la sección a reconstruir utilizando contactos litológicos y datos de inclinación. **b)** Reconstrucción por método de bandas Kink. **c)** Reconstrucción por método de las isogonas.

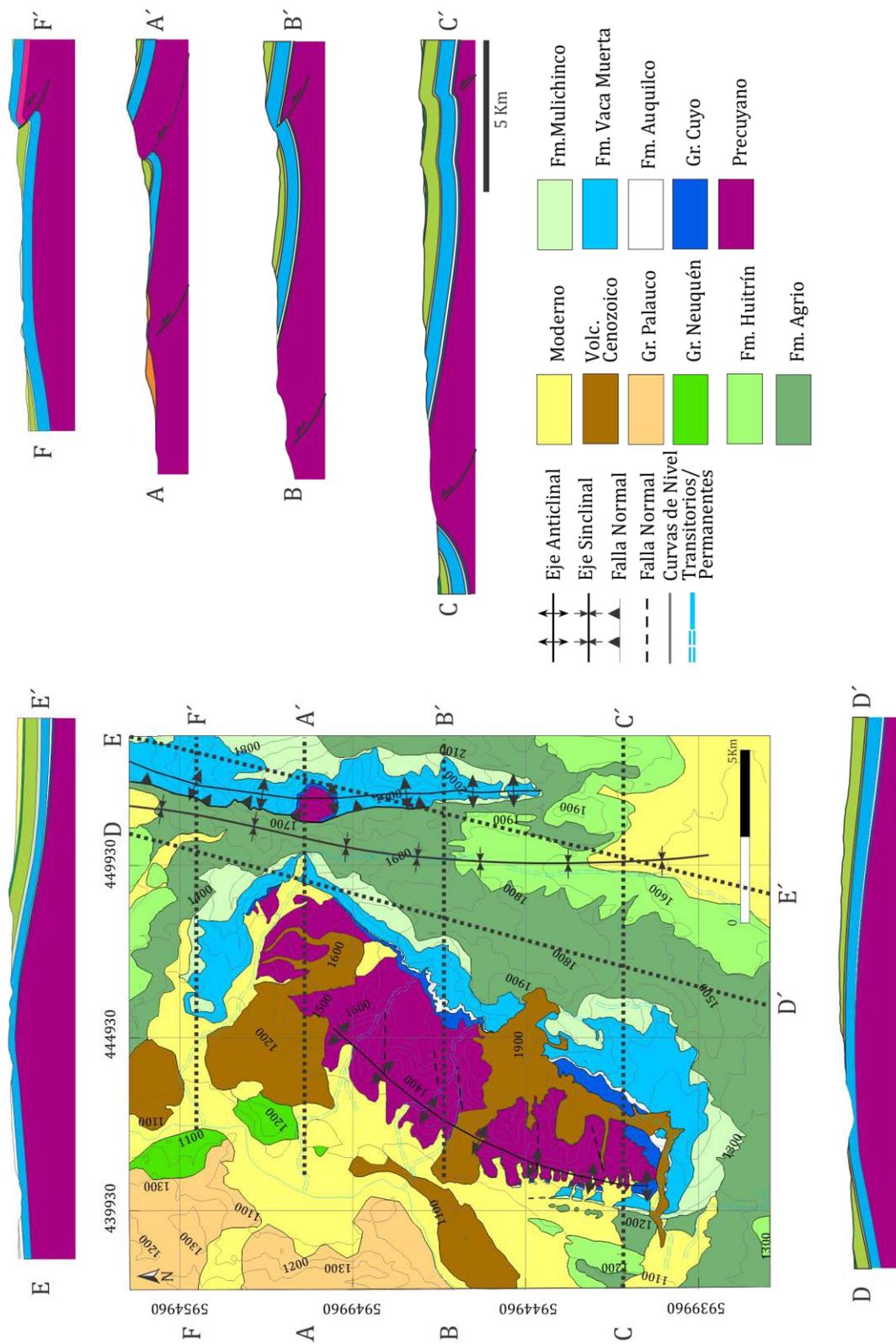


Fig. 3.10. Secciones de la Sierra de Cara Cura y su respectiva ubicación.

2.9 Conversión de imágenes en información de subsuelo

Con el objeto de obtener una densidad de información suficiente para la construcción de un modelo regional, se generaron perfiles de pozos virtuales basados en la información de espesores y facies relevados en el campo. Por otro lado las secciones estructurales confeccionadas de la Sierra de la Cara Cura y la Sierra de Reyes a partir de los mapas geológicos de detalle, fueron convertidas en Secciones Sísmicas Sintéticas (SSS), es decir, en archivos de información geofísica (.segy) por medio del programa *image2segy* (Farran, 2008). Dicho programa utiliza un código *MatLab* que permite la mencionada conversión por medio de la configuración de parámetros tales como la zona UTM del relevamiento, tamaño en pixeles de la imagen que será convertida, la ubicación en el espacio de dicha imagen, la duración total en milisegundos del registro, y si corresponde a una sísmica terrestre (*onshore*) o marina (*offshore*) (Figura 3.11).

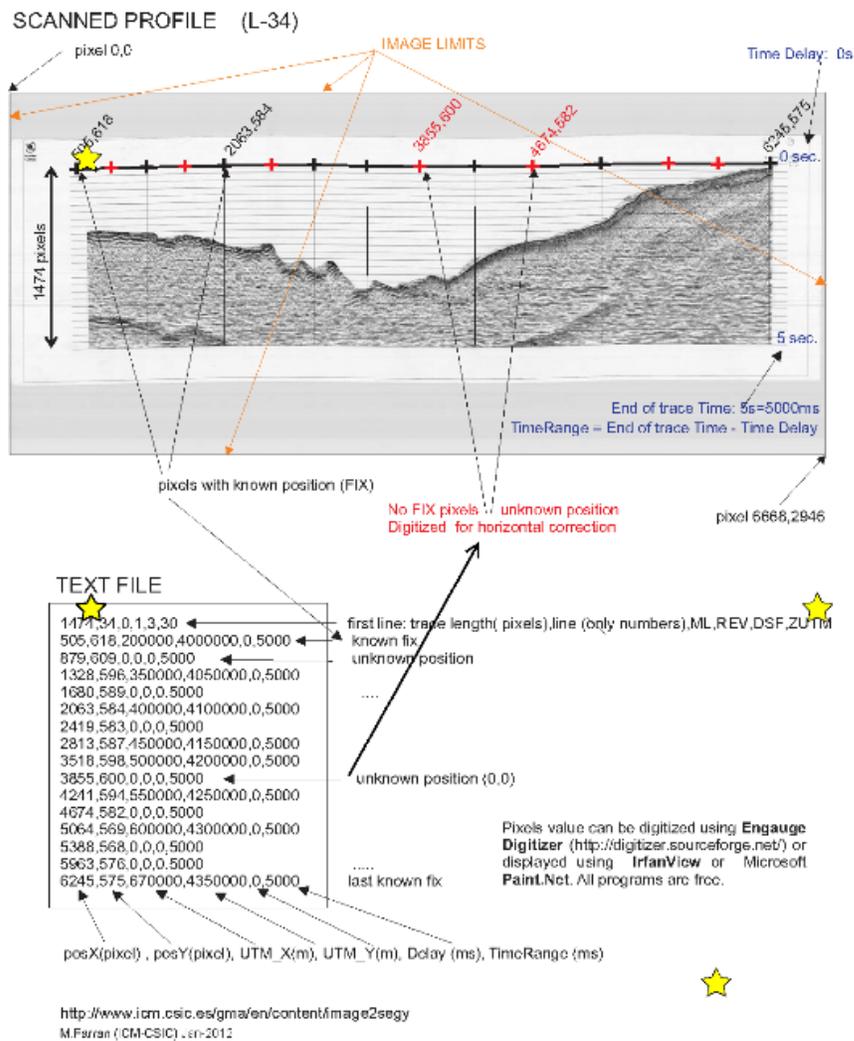


Fig. 3.11. Metodología para la conversión de imágenes raster en archivos de tipo .segy. Tomado de Farran (2008).

2.10 Procesamiento de las Secciones Sísmicas Sintéticas

Las secciones sísmicas sintéticas (SSS) en formato *.segy*, fueron cargadas en el programa de modelado de reservorios *RMS Roxar™* (Figura 3.12a). En el mismo se procedió a reconocer y marcar los diferentes horizontes estratigráficos sobre cada SSS (Figura 3.12b), y posteriormente al mapeo de los mismos en tres dimensiones (Figura 3.12c). Una vez obtenidos todos los horizontes estratigráficos de interés, los mismos fueron intersectados por el modelo digital de elevación (DEM) (Figura 3.12d) del área de estudio, simulando el accionar de la erosión (Figura 3.12e). Este procedimiento se repitió sistemáticamente hasta encontrar cuáles SSS (en función de los valores de rechazos y ángulo de inclinación del flanco frontal y dorsal) resultaban en modelos consistentes con las morfoestructuras encontradas en superficie (Figura 3.12f).

2.11 Cálculo de subsidencia puntual

El cálculo de subsidencia puntual o *backstripping* 1D (Watts y Ryan, 1976) consiste en eliminar la subsidencia generada por el peso de los sedimentos y de la columna de agua, para poder discriminar la subsidencia vinculada exclusivamente a procesos tectónicos. Comúnmente, el *backstripping* se realiza siguiendo la evolución de la subsidencia del basamento de la cuenca, aunque esta técnica puede aplicarse a cualquier unidad del relleno. La misma consiste en remover secuencialmente los sedimentos apilados en una columna sedimentaria, descompactar las unidades remanentes, estimar la batimetría a la cual se depositaron, desestimar la subsidencia generada por carga de sedimentos y de agua, y corregir las variaciones eustáticas a través del tiempo, para determinar la subsidencia tectónica de una cuenca (asumiendo subsidencia de tipo Airy o puntual, es decir, sin considerar resistencia flexural de la litósfera). En este trabajo de tesis, esta operación se desarrolló a partir de los datos de espesor, profundidad y litologías obtenidos de los perfiles de pozo y de campo. Los valores de porosidad actual, litologías y densidad fueron determinados a partir de los perfiles de pozo. Los parámetros coeficiente de compactación y módulo de Young se establecieron a partir de valores estándar. Los valores de batimetría fueron estimados a partir de informes paleontológicos cuando los mismos estaban disponibles o, en su defecto, a partir de las facies de los depósitos. Los datos de niveles eustáticos se obtuvieron de curvas de variaciones eustáticas globales (Haq et al., 1987). Actualmente, esta técnica puede ser llevada a cabo utilizando diferentes programas, tanto libres como comerciales (*DeCompation Tool®*, *Backstrip ©* o *PetroMod®*). El programa utilizado en este trabajo fue *Backstip* (Cardozo, 2015) el cual fue compilado para realizar “*Backstripping* 1D de tipo Airy con reducción exponencial de la porosidad” en entorno operativo OSX. En dicho programa, los valores de espesor, batimetría, nivel eustático y porosidad de las unidades

estratigráficas se introducen en una tabla, y los valores de espesor descompactado, corrección eustática, corrección por carga y subsidencia tectónica son generados en forma gráfica y numérica.

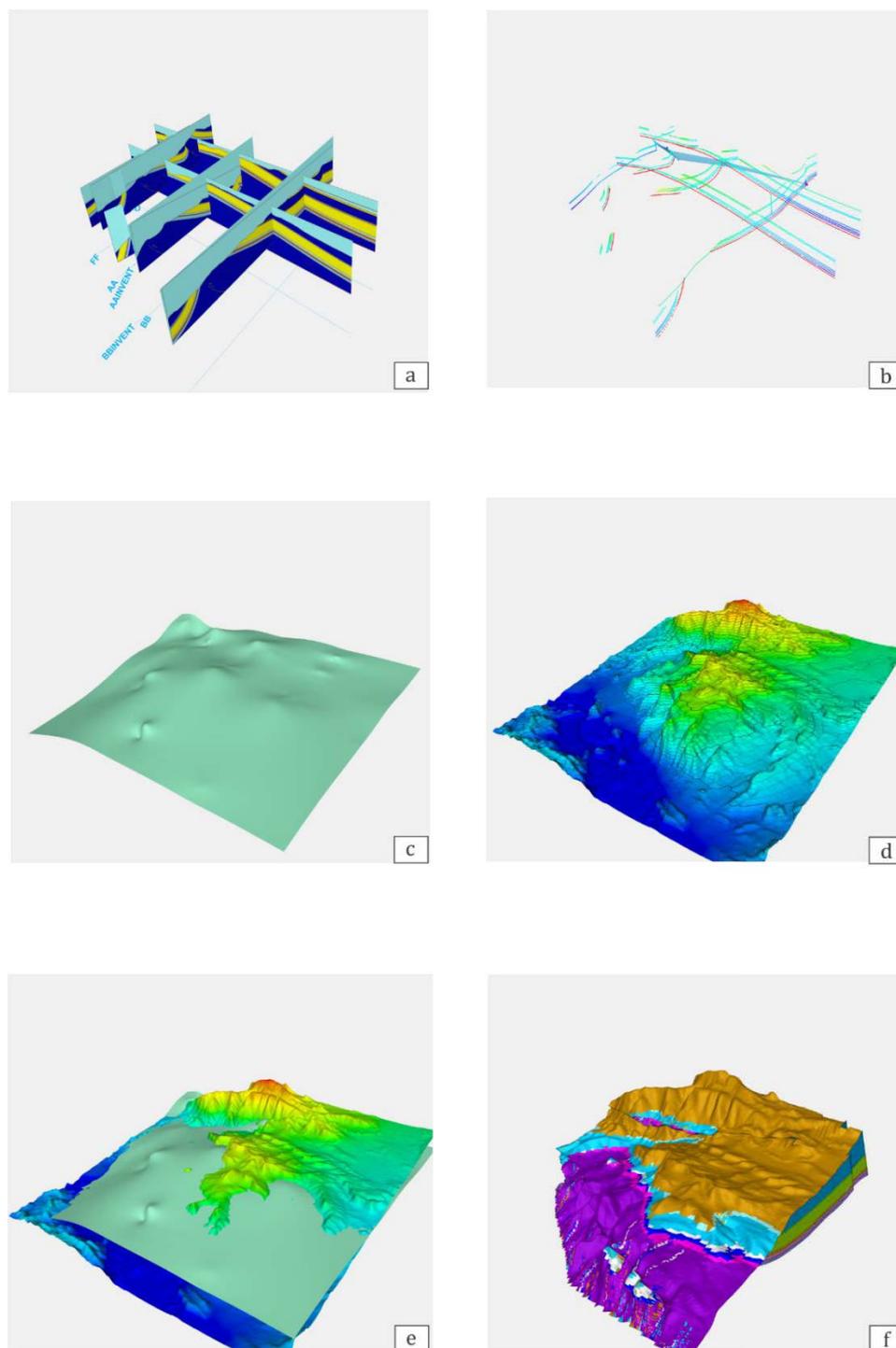


Fig. 3 12. **a)** Ubicación de las SSS. **b)** Reconocimiento de los diferentes horizontes estratigráficos. **c)** Mapeo de los horizontes. **d)** Modelo de elevación digital de la zona. **e)** Intersección de los horizontes con el DEM simulando el accionar de la erosión. **f)** Modelo consistente con la morfoestructura encontrada en superficie.

La interfaz del programa *Backstrip* consiste de tres módulos: a) "*Input Units*", b) "*Backstrip plot*", y c) "*Tectonic subsidence plot*".

a) Panel *Input Units* o de ingreso de datos (Figura 3.13): en este módulo, las unidades estratigráficas pueden ser insertadas o removidas. Para cada una de ellas deben ingresarse, además de su nombre, los siguientes parámetros:

1. Profundidad de la base y el techo de la unidad. Expresada en kilómetros (Km) desde una superficie de referencia (generalmente la superficie).
2. Edad de la base y el techo de la unidad. Expresada en millones de años (Ma).
3. La altura media del mar en la base y el techo de la unidad. Expresada en kilómetros (Km), con valores positivos si la altura al momento de la acumulación fue mayor a la actual y negativa si fue menor.
4. La batimetría en la base y el techo de la unidad en kilómetros (Km). Siempre en valores positivos.
5. La densidad de los sedimentos. Se refiere a la densidad en seco, expresada en valores positivos y en Kg/m^3 .
6. El coeficiente de compactación de cada unidad: Entre 0 y 1, en Km^{-1} .
7. La porosidad superficial de los sedimentos en valor porcentual (entre 0 y 100).
8. El tipo de cuenca ("marina" o "continental"): valor 0 para marinas y 1 para continentales. Para el caso de cuencas marinas, las depresiones se consideran rellenas con agua, y para continentales con aire.
9. Además, una ventana denominada *Inspector* permite configurar la densidad del agua y la densidad del manto (ambas variables de importancia relevante en el procedimiento de *backstripping*). Para este trabajo fueron establecidas en 1030 Kg/m^3 y 3300 Kg/m^3 , respectivamente.

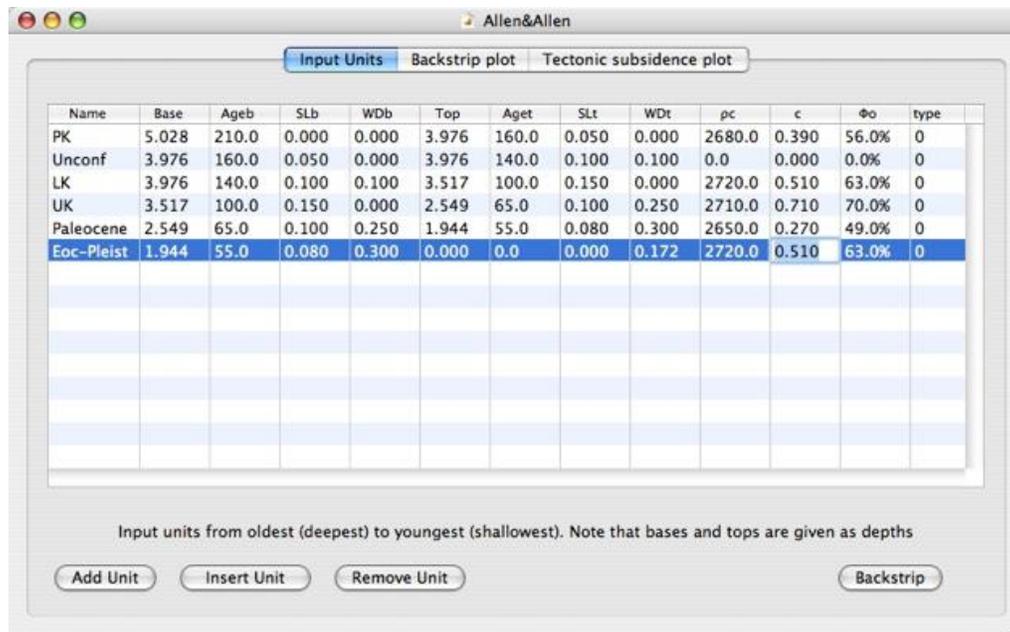


Fig. 3.13: Imagen del módulo *Input Units* y de los parámetros a completar.

b) Panel *Backstrip plot* o de *backstripping* (Figura 3.14): luego de la carga de datos, puede presionarse el botón *Backstrip* que aplica la fórmula general del *backstripping* (Allen y Allen, 1990) expresada como sigue:

$$T_s = [(\rho_m - \rho_s) / (\rho_m - \rho_w)] S - [\rho_w / (\rho_m - \rho_w)] \Delta s_l + W_d - \Delta s_l$$

Donde se representa: T_s (subsistencia tectónica), ρ_m (densidad del manto), ρ_s (densidad del sedimento), ρ_w (densidad del agua), S (subsistencia total), Δs_l (variación del nivel eustático) y W_d (batimetría).

El resultado consiste de una ventana gráfica donde se observan las curvas de subsistencia total para todas las unidades estratigráficas.

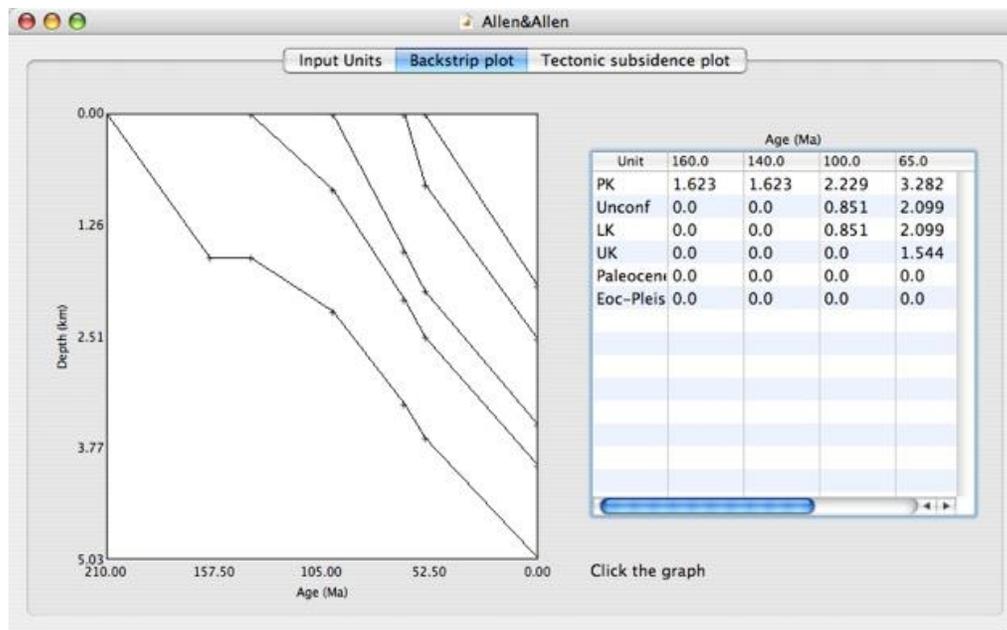


Fig. 3.14. Curvas de subsidencia total obtenidas con el programa *Backstrip*.

c) Panel *Tectonic subsidence plot* o de subsidencia tectónica (Figura 3.15): en este módulo, se observa un gráfico donde se representan las curvas de:

1. Compactación (negro): representa simplemente la sumatoria de espesores actuales de las unidades.
2. Subsidencia total o descompactada (rojo): representa la sumatoria de espesores descompactados de las unidades.
3. Corregida por carga de sedimentos (verde): esta curva remueve de la curva de subsidencia total el efecto que ejerce la carga de sedimentos sobre el basamento.
4. Subsidencia tectónica o corregida por carga de sedimentos y de agua (en azul): esta curva remueve los efectos de la carga de sedimentos y del agua reflejando exclusivamente la subsidencia por tectónica en el basamento.



Fig. 3.15. Imagen del módulo *Tectonic subsidence Plot* y de las curvas generadas.

2.12 Construcción del modelo geológico regional 3D

La construcción del modelo geológico regional se llevó a cabo utilizando el programa *MOVE®*, de la empresa *Midland Valley*. En primer lugar, se ubicaron los pozos en el espacio (tanto los 36 pozos provenientes de información de subsuelo, como aquellos 4 virtuales confeccionados con datos de campo) (Figura 3.16). Luego se cargaron los perfiles de pozo (*gamma ray*, potencial espontáneo, sónico, etc.) correspondientes a cada pozo y se posicionaron los *well tops* o pases formacionales para cada unidad estratigráfica. Se prosiguió con la carga de las secciones sísmicas 2D las cuales fueron convertidas desde unidades de tiempo a unidades de profundidad (Figura 3.17), como así también las secciones sísmicas sintéticas SSS de las sierras de Cara Cura y Reyes, y todo tipo de dato disponible que brindase información estructural y/o estratigráfica en forma de secciones (Figura 3.18). Por último, se agregaron los modelos estructurales – estratigráficos generados para la Sierra de Cara Cura y Reyes (Figura 3.19).

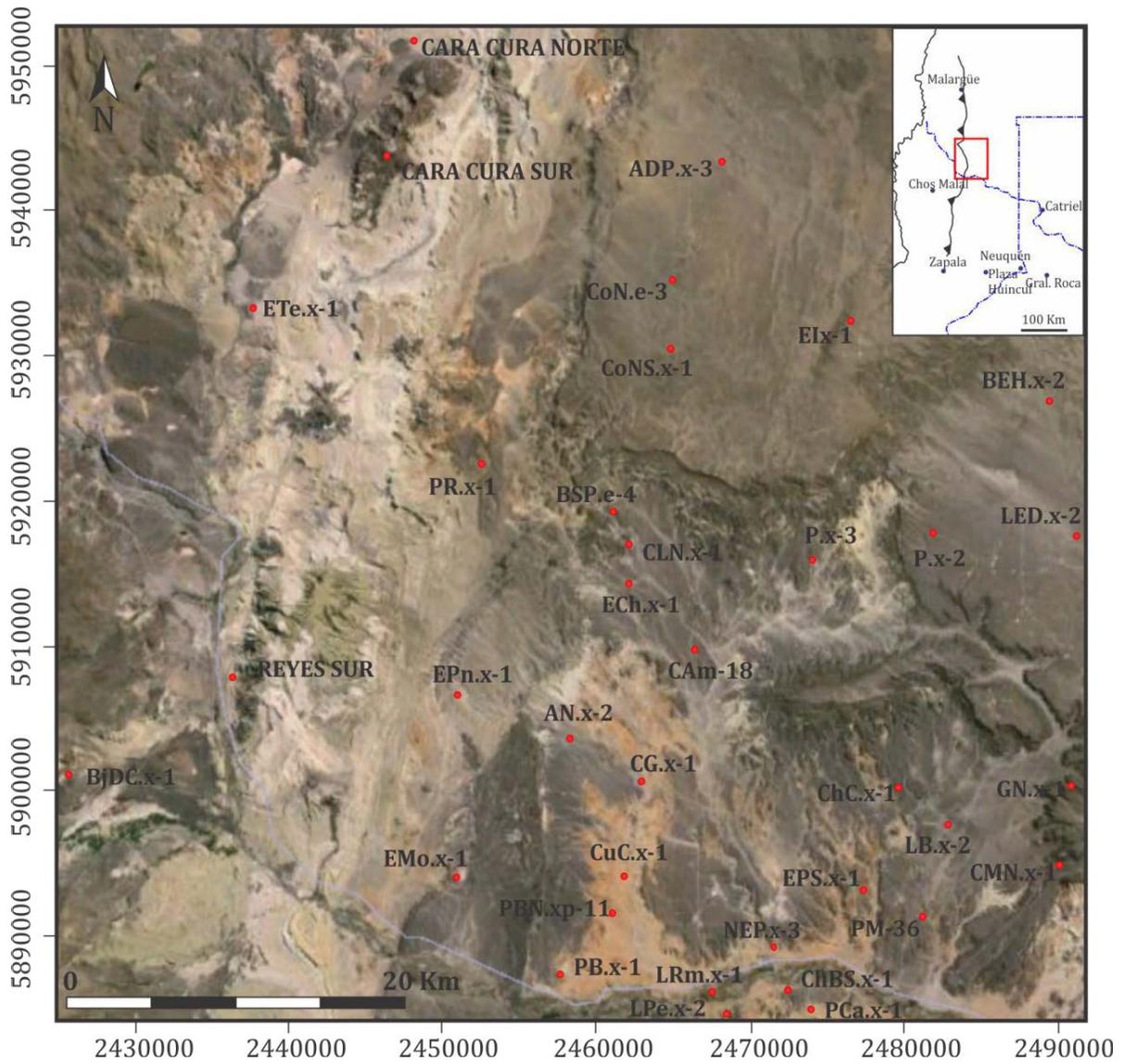


Fig. 3.16. Ubicación de los pozos y perfiles utilizados para la construcción del modelo geológico regional.

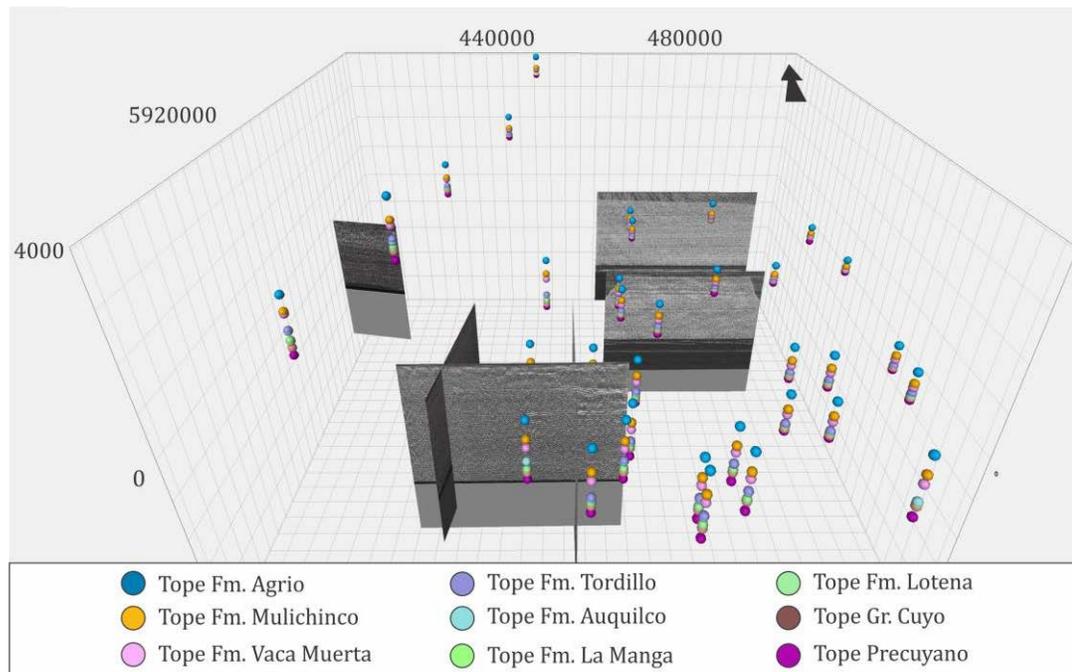


Fig. 3.17. Ubicación de los *well tops* o pases formacionales entre las diferentes unidades del relleno de *post-rift* en los pozos disponibles y cinco de las líneas sísmicas 2D en escala de grises.

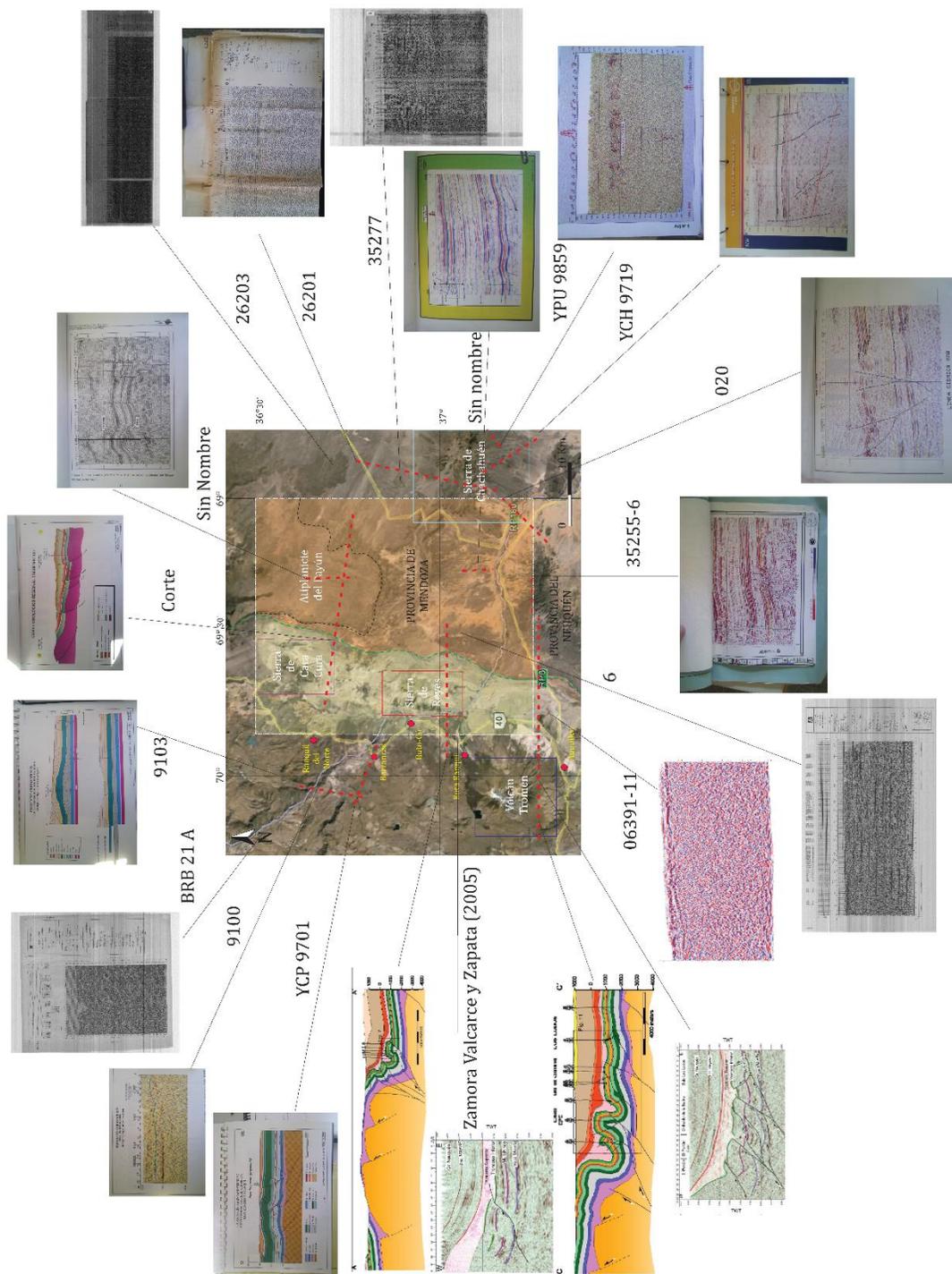


Fig. 3.18. Tipos de dato con información estructural y/o estratigráfica en forma de secciones utilizados para la construcción del modelo geológico regional.

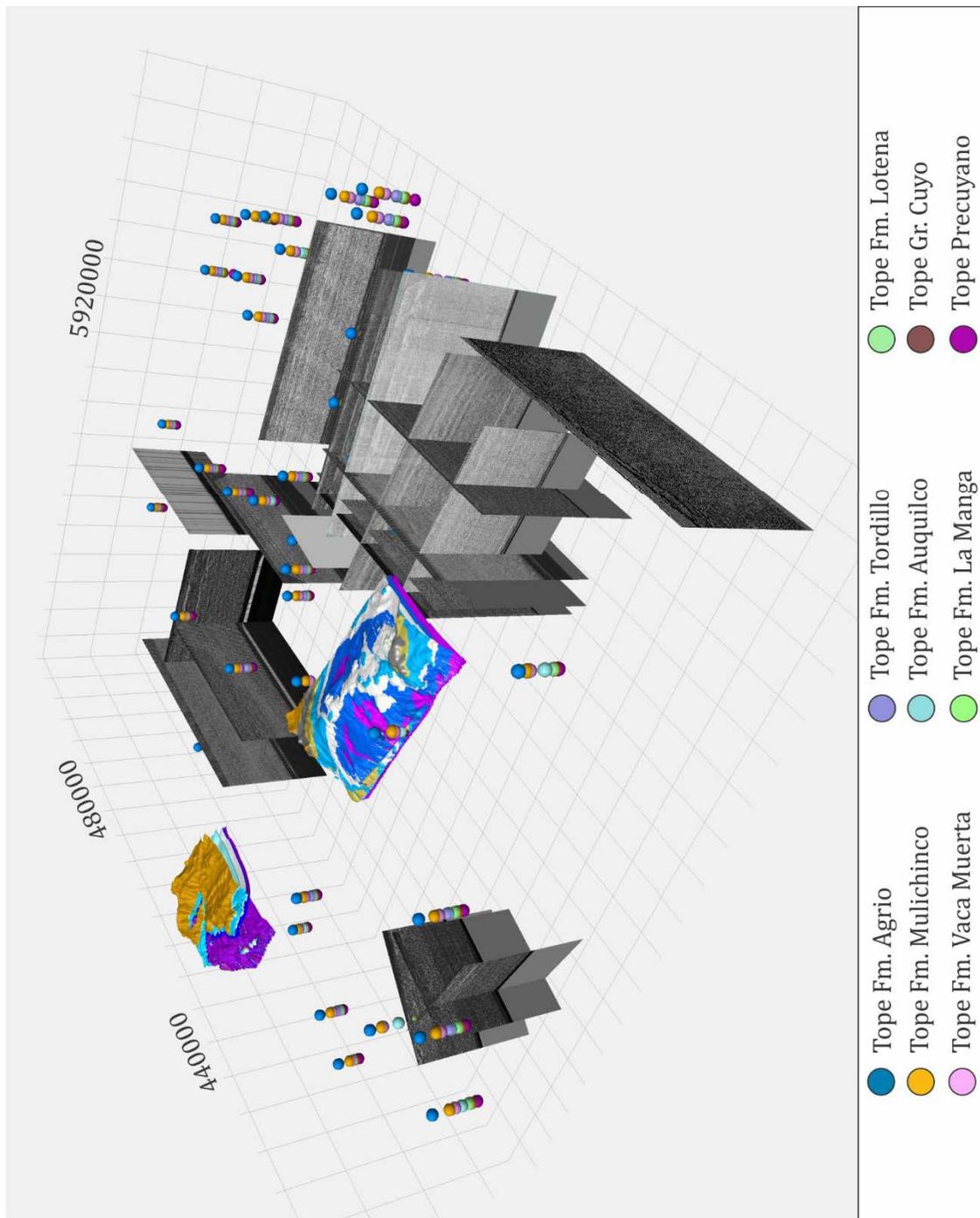


Fig. 3.19. Imagen con todos los diferentes tipos de información utilizada para construir el modelo geológico regional. *Well tops* o pases formacionales, modelos estructurales - estratigráficos y líneas sísmicas 2D.

Posteriormente, se identificaron y mapearon las estructuras de fallamiento mayores. Se realizó el reconocimiento de los horizontes de interés en cada línea sísmica y luego se procedió con el mapeo 3D de los mismos (generación de superficies de techo y base para cada unidad estratigráfica), utilizando como fuente los pases formacionales o *well tops* y los horizontes reconocidos en las líneas sísmicas 2D. El mapeo 3D de los horizontes se realizó por medio del programa *RMS Roxar®* utilizando diferentes métodos de interpolación (*Natural-neighbor*, *Nearest-neighbor*, *Krigging*, etc.) con el fin de obtener el modelo de mayor consistencia, siendo éste el obtenido con el método *Local B-Spline*, todos ellos integrados a los programas de modelado utilizados. Por último, se adicionó un modelo de elevación digital (DEM), que presenta características de horizonte erosivo cuando se intersecta con otras unidades formacionales. De este modo, aquellas superficies estratigráficas que se ubican por sobre este DEM fueron moldeadas por la topografía simulando la morfología de las estructuras en superficie. Así, se consiguió el modelo geológico regional 3D de la zona de estudio (Figura 3.20).

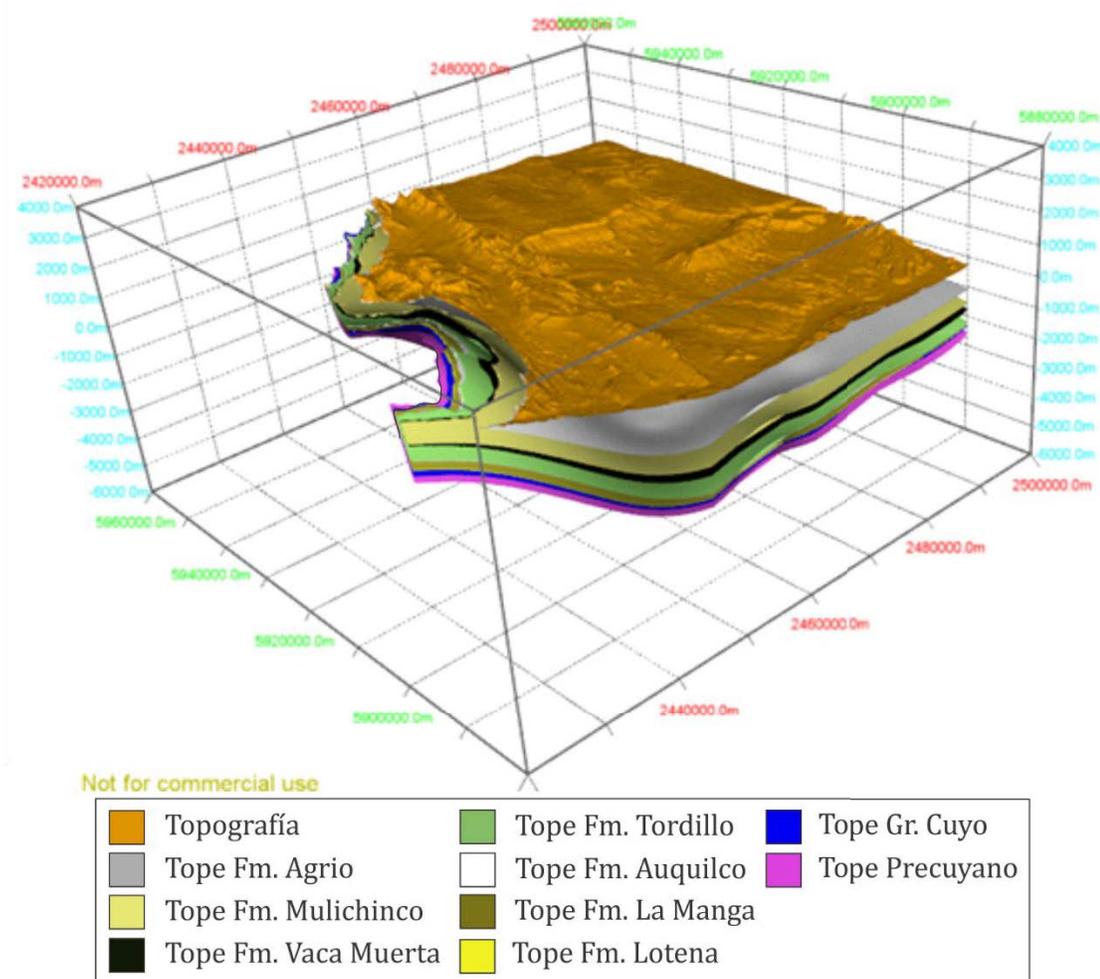


Fig. 3.20. Modelo geológico regional obtenido para la zona de estudio.

2.13 Modelado de facies

Habiendo obtenido previamente el modelo geológico regional, conformado por las superficies limitantes de las unidades estratigráficas mayores y el modelo de fallas, se dio lugar al modelado de facies de los volúmenes rocosos. Esto requirió que, entre puntos de información dispersos en el espacio, se generase un continuo de información estadísticamente interpolada que representara las litologías y sus variaciones a escala regional. Para ello, utilizando los datos de fragmentos rocosos de perforación o *cutting* disponibles en los informes de pozos, se confeccionaron perfiles discretos de facies para cada uno de ellos. Las diferentes facies se clasificaron en función de características texturales, de composición, estructura o contenido fósil y se les asignó un valor numérico (Figura 3.21). Así, por medio de la interpolación de datos en los perfiles discretos, se completó el volumen de cada unidad estratigráfica para el modelo regional con las facies correspondientes (Figura 3.22).

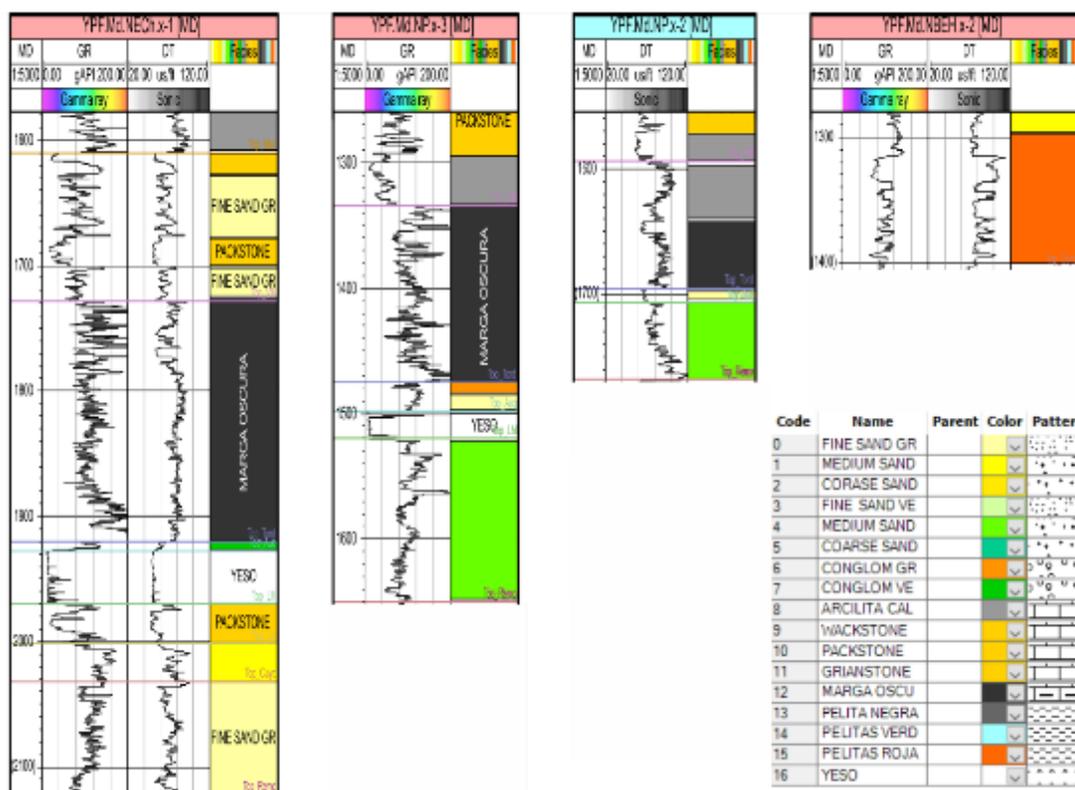


Fig. 3.21. Perfiles discretos de facies para los pozos ECh x1, P x3, P x2 y BEH x2, y los diferentes valores numéricos (code) asignados a cada facies.

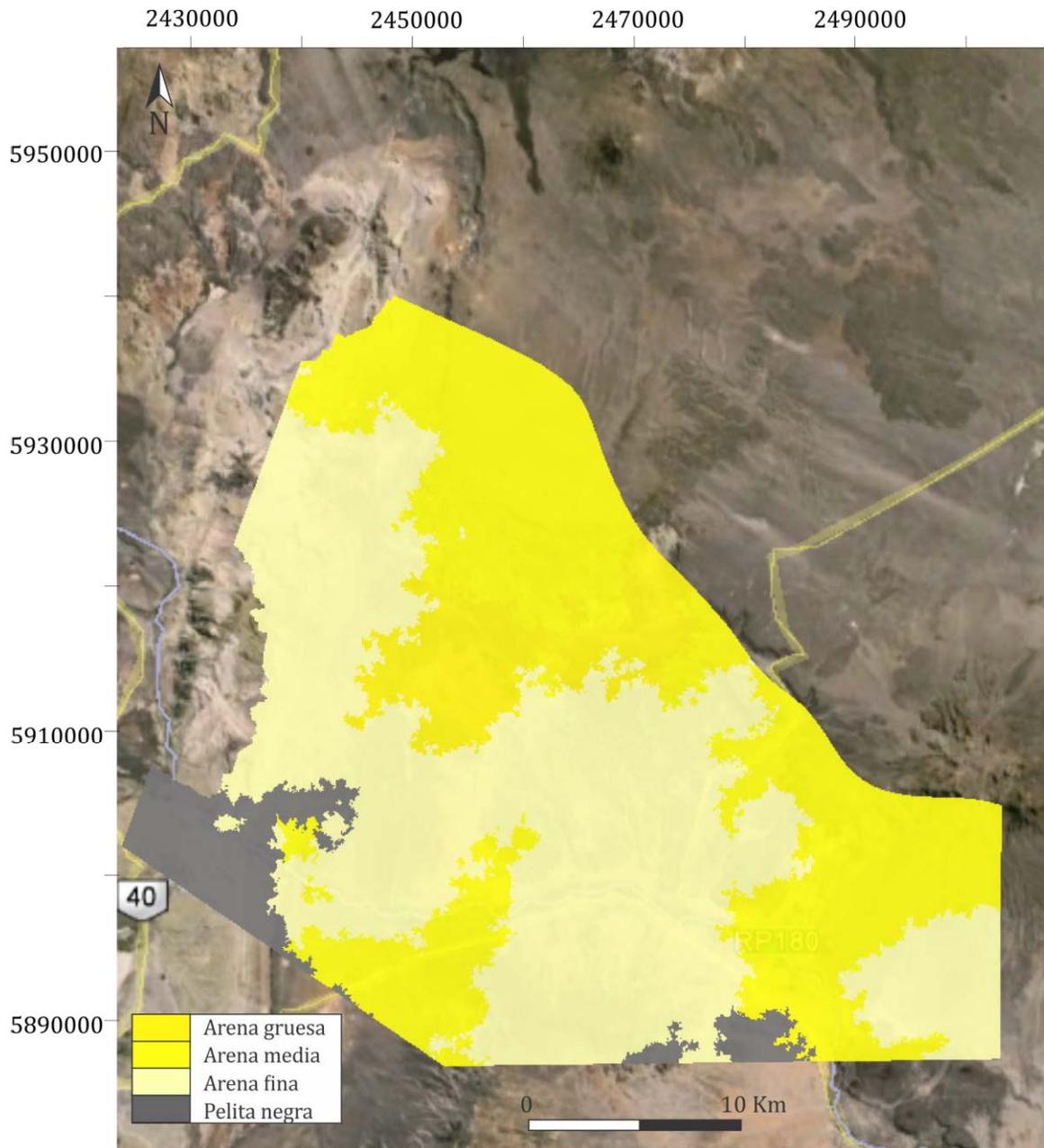


Fig. 3.22. Modelo de facies obtenido para el Grupo Cuyo a partir de la interpolación de los perfiles discretos de facies.

2.14 Secciones estructurales-estratigráficas regionales

A partir del modelo geológico regional 3D, se planificaron y obtuvieron secciones estructurales - estratigráficas con diversas orientaciones (desde norte-sur hasta este-oeste) que abarcan toda la zona de estudio (Figura 3.23). Estas secciones fueron utilizadas con los siguientes propósitos:

- 1) Poner a prueba la consistencia de dichas secciones, dado que en el caso de no serlo (ya sea por defectos en los espesores o en las facies) las mismas no podrían ser restauradas a su configuración previa a la acumulación de la unidad subsiguiente.
- 2) Desde el punto de vista descriptivo, observar la geometría de los depósitos y su relación con la litología
- 3) Inferir el valor de espesor elástico litosférico (ver sección siguiente) al momento de la acumulación, y analizar la existencia de una relación entre el mismo y los diferentes episodios de relevancia en la evolución tectónica del *post-rift* de la Cuenca Neuquina en el área de estudio.

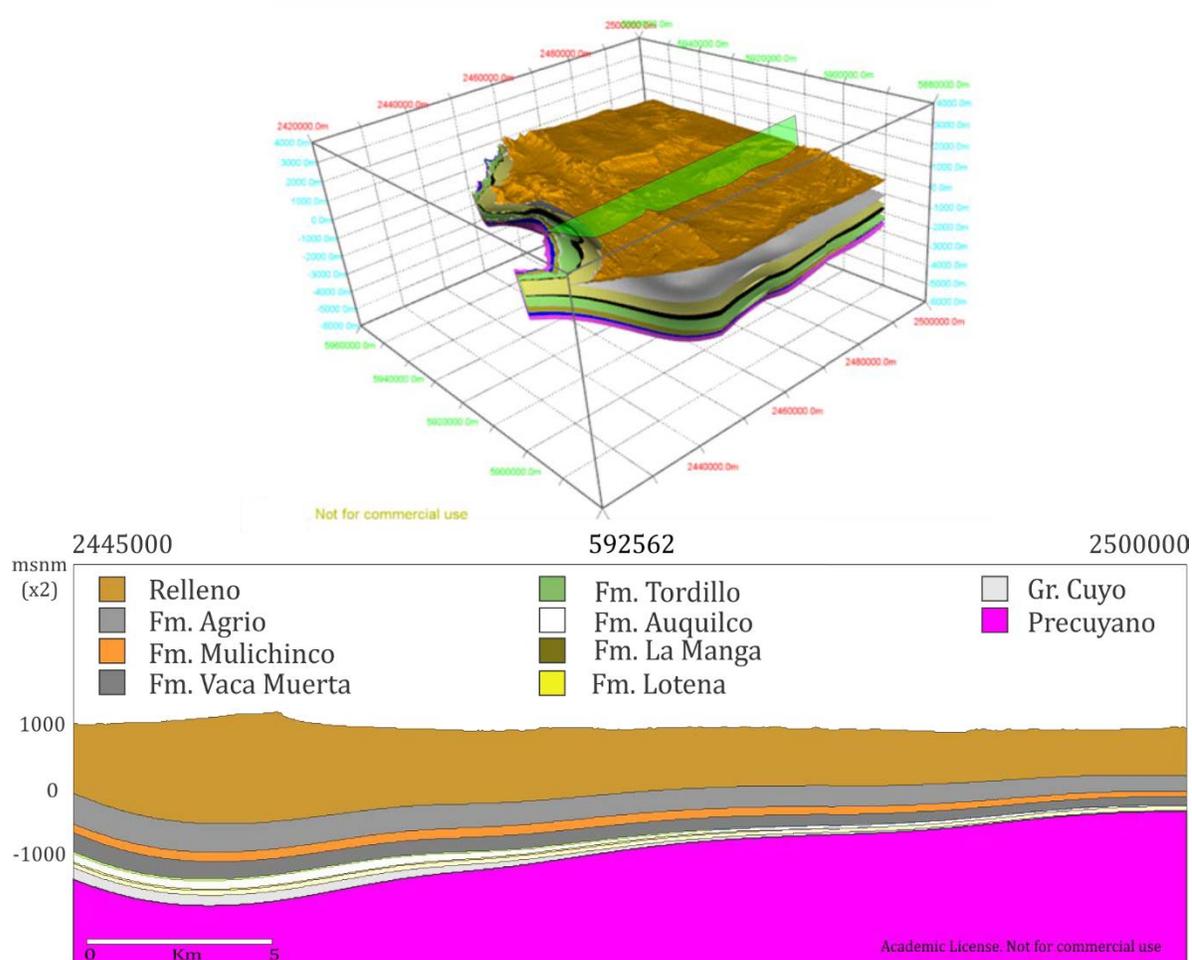


Fig. 3.23. Sección estratigráfica obtenida a partir del modelo regional

2.15 Espesor elástico de la litósfera

La rigidez flexural D de una placa elástica es una medida de su resistencia a la flexión bajo la acción de un momento flector (Walcott, 1970) y puede ser calculada mediante (Love, 1906):

$$D = \frac{E T e^3}{12 (1 - \nu^2)}$$

Donde E es el módulo de Young, $T e$ el espesor elástico y ν la relación de Poisson.

Debido a que el módulo de Young y la relación de Poisson pueden ser asumidos como constantes para un determinado material, la magnitud de la rigidez flexural queda fuertemente condicionada por el valor del espesor elástico ($T e$) dado que se encuentra elevado a la potencia de tres.

La importancia y utilidad de la rigidez flexural D o el espesor elástico $T e$ de la litósfera se basan en el concepto de que el equilibrio gravitatorio de la litósfera puede mantenerse sobre escalas geológicas de tiempo y espacio, y que la deformación estática resultante puede ser explicada como la flexión de una placa competente y delgada que sobreyace a la astenósfera (Burov y Diament, 1995). Así, el espesor elástico de la litósfera se refiere al espesor de una placa litosférica homogénea que respondería a las cargas de la misma manera en que lo hace una capa elástica ideal (Forsyth, 1985) y su valor posee fuerte relación con el ambiente tectónico imperante (Allen y Allen, 2005). Existen diferentes métodos para calcular el espesor elástico, entre los que se destacan: a) la aplicación de la función de respuesta isostática (admitancia) a un conjunto de perfiles utilizando valores de anomalía de gravedad extraídos de modelos geopotenciales globales y valores de alturas topográficas obtenidas a partir de modelos de elevación digital (DEM) (Galán y Casallas, 2010); b) la restauración de secciones por medio de isostasia flexural a través de la remoción de la carga ejercida por una secuencia sedimentaria (Roberts et al., 1998). En este trabajo, la determinación del espesor elástico de la Cuenca Neuquina durante el estadio de *post-rift* para el área de estudio, y las posibles variaciones del mismo a través del tiempo, se llevó a cabo mediante la restauración flexural de las secciones estructurales-estratigráficas regionales obtenidas previamente. Para ello se utilizó el programa *MOVE*®, de la empresa *Midland Valley*. Esta metodología permite observar si por medio de la configuración de diferentes parámetros (espesor elástico $T e$, porosidad de sedimentos, coeficientes de compactación, etc.), la secuencia es restaurada al nivel donde debería haberse ubicado al momento previo a la acumulación de la unidad suprayacente, cuando esta última es removida (Figura 3.24). Si así no sucediera, el valor del espesor elástico se puede modificar hasta cumplir la mencionada condición, transformándose este valor en el más apropiado o representativo. De esta manera se obtuvieron los valores de espesor elástico para los diferentes intervalos dentro del estadio de *post-rift*. La metodología que utiliza la isostasia flexural para la

determinación del espesor elástico debe aplicarse en secciones geológicas que posean una longitud igual o mayor a 10 kilómetros, debido a que en distancias menores la respuesta flexural de la litósfera generalmente no puede ser apreciada (Roberts et al., 1998).

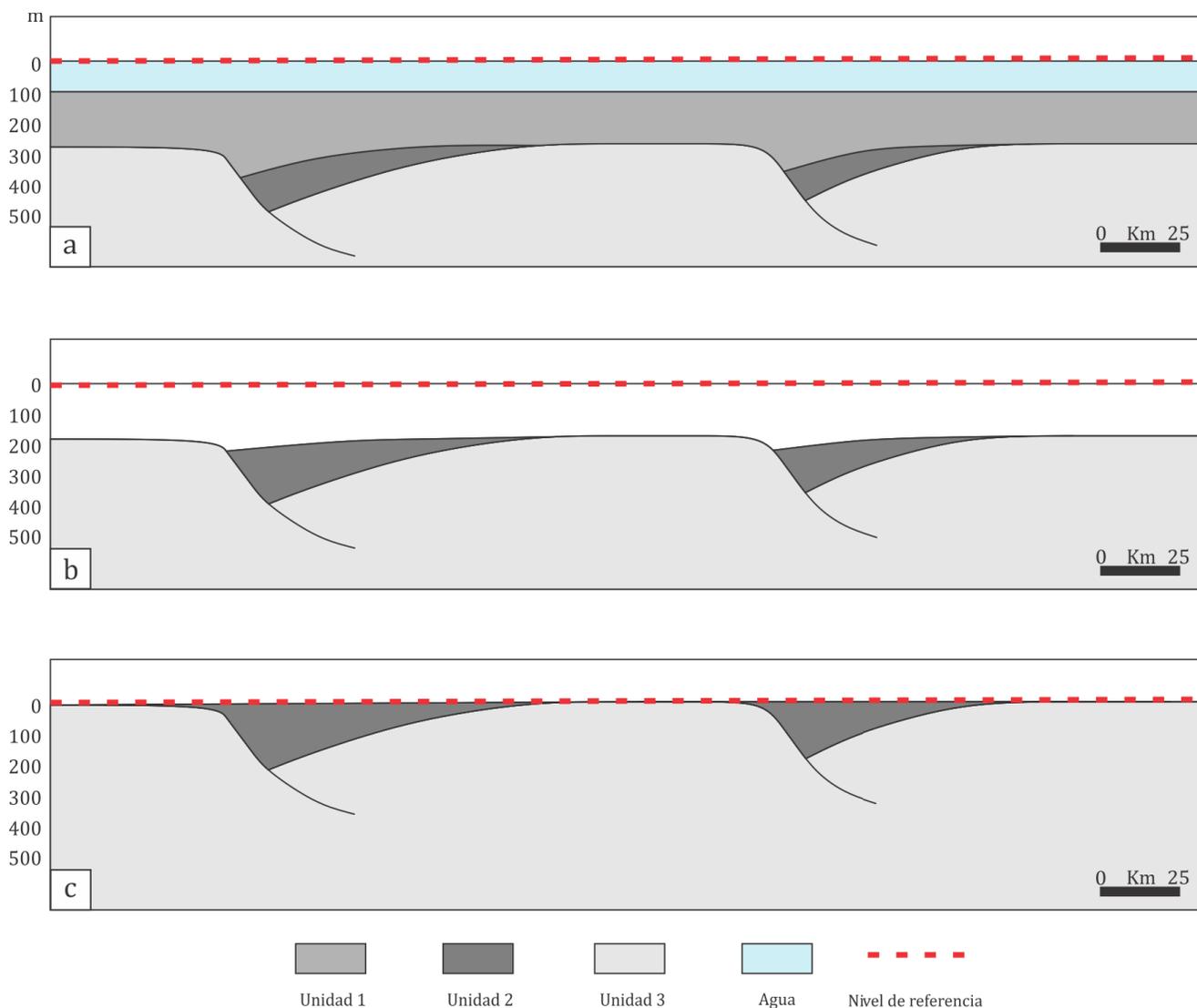


Fig. 3.24. Imagen esquemática del procedimiento utilizado para hallar el espesor elástico T_e . **a)** Representa los espesores y estratigrafía actual, en donde la Unidad 1 corresponde a un ambiente marino, la Unidad 2 es de carácter continental, y la Unidad 3 constituye el basamento. **b)** Al ser removida la Unidad 1 y el peso del agua, la Unidad 2 aumenta de espesor, pero queda por debajo del nivel de referencia al cual debería ubicarse debido a que el valor de T_e es erróneo. **c)** Al ser removida la Unidad 1 y el peso del agua, la Unidad 2 aumenta de espesor y además toda la secuencia alcanza el nivel de referencia. Es decir, para el caso c) se ha utilizado un valor de T_e consistente.

2.16 *Backstripping* 2D

La técnica denominada *backstripping* 2D (al igual que el método 1D) informa sobre la evolución de la subsidencia tectónica de una cuenca, considerando (a diferencia del método 1D) la resistencia flexural de la litósfera frente a las cargas, lo que otorga a los resultados de esta técnica un mayor realismo. La ecuación que rige el *backstripping* flexural o 2D se expresa como (Turcotte y Schubert, 1982):

$$Ts = C [S (\sigma_m - \sigma_s) / (\sigma_m - \sigma_w) - \Delta Sli (\sigma_w / \sigma_m - \sigma_w)] + (Wdi - \Delta Sli \sigma_w / (\sigma_m - \sigma_w))$$

siendo

$$C = (\sigma_m - \sigma_s) / [(\sigma_m - \sigma_s) + (D/g (2\pi/\lambda)^4)]$$

y donde

$$D = E Te^3 / 12 (1 - \nu^2)$$

Donde Ts corresponde a la subsidencia tectónica, C el grado compensación, σ_m a la densidad del manto, σ_s a la de los sedimentos, σ_w a la del agua, ΔSli es la variación del nivel medio del mar, Wdi es la batimetría, D es la rigidez flexural de la litósfera, E es el módulo de Young litosférico y Te es el espesor elástico efectivo de la litósfera.

El procedimiento señalado permite calcular la profundidad de un determinado nivel o superficie (comúnmente el basamento de una cuenca) y observar los movimientos verticales de dicha superficie a través del tiempo, lo que permite construir curvas de subsidencia tectónica que contemplan la resistencia flexural de la litósfera (Figura 3.25).

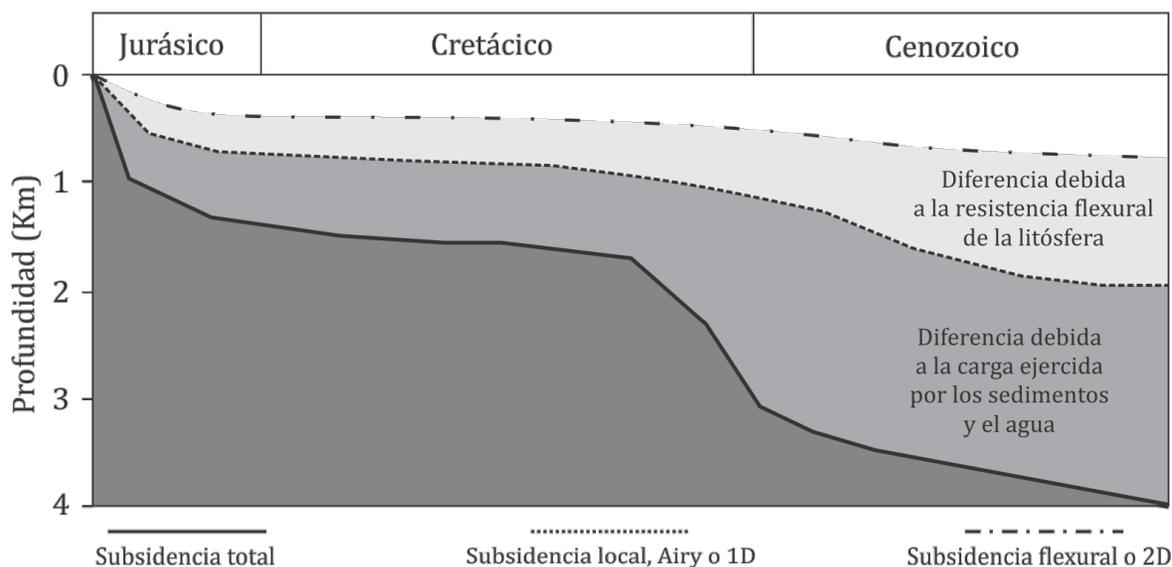


Fig. 3.25. Imagen esquemática de los diferentes tipos de curva de subsidencia.

2.17 Extensión inicial

El factor de estiramiento β (McKenzie, 1978) fue introducido para cuantificar la magnitud de la extensión de una litósfera que aumenta su longitud inicial (L_i), a una longitud final mayor (L_f). De modo que:

$$\beta = L_f / L_i$$

El factor de estiramiento β puede determinarse a partir de los resultados del análisis de subsidencia. El procedimiento consiste en encontrar la curva de subsidencia teórica asumida por el modelo de extensión uniforme de McKenzie (1978) que mejor se ajuste a los datos de subsidencia obtenidos por medio de la técnica de *backstripping* (Allen y Allen, 2005). Este procedimiento se llevó a cabo por medio de la utilización de un código en lenguaje M (Anexo 1) (Song et al., 2010), el cual resuelve la ecuación:

$$S(t) = A (1 - 1/\beta) - BQ(t)$$

en donde:

$$A = tc(\rho_m - \rho_c) / (\rho_a - \rho_w)$$

$$B = \alpha \rho_m / (\rho_a - \rho_w)$$

$$Q(t) = \int_0^a [T(z, t) - T(z, \infty)] dz$$

Siendo $S(t)$ la subsidencia total en función del tiempo, A y B los factores de adelgazamiento de la corteza y del manto litosférico respectivamente, β es el factor de estiramiento, t_c representa el espesor de la corteza, α corresponde al coeficiente de expansión térmico, $Q(t)$ es una medida de la diferencia entre el estado de equilibrio y el perturbado de la estructura de la temperatura y es función de la tasa de deformación, $T(z, t)$ es la temperatura de la litósfera en función de la profundidad y el tiempo, y $T(z, \infty)$ es la estructura de temperatura de equilibrio de la litósfera.

2.18 Cálculo de la flexión litosférica en 2D

La deflexión de una placa puede ser determinada asumiendo un equilibrio bajo la acción de todas las fuerzas y torques aplicadas sobre ella. Considerando una placa elástica de tamaño finito, pero lo suficientemente mayor al espesor h de ésta y al desplazamiento vertical $w(x, y)$, la ecuación general que relaciona el equilibrio de desplazamiento vertical $w(x, y)$ con la acción de una carga vertical $R(x, y)$ queda expresada en coordenadas cartesianas ortogonales por (Turcotte y Schubert, 2002):

$$\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + \frac{\partial^4 w}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 w}{\partial y^4} = \frac{R(x, y)}{D} \quad (1)$$

Donde D es la rigidez flexural:

$$D = \frac{E T e^3}{12 (1 - \nu^2)}$$

La rigidez flexural D indica el grado de resistencia que opone una placa de espesor elástico $T e$, módulo de Young E y razón de Poisson ν , a curvarse bajo la aplicación de fuerzas. Si la carga aplicada sobre una placa es de densidad homogénea e isotrópica, se verifica una equivalencia física tanto en la dirección x como en la dirección y , por lo que se puede prescindir de una de las direcciones. De esta manera, la ecuación (1) es equivalente a:

$$D \frac{d^4 w(x)}{dx^4} = R(x) \quad (2)$$

En la litósfera el campo de esfuerzos verticales está constituido básicamente por dos componentes: una carga topográfica de la corteza $P(x)$ dirigida hacia abajo y el empuje hidrostático $Q(x)$ dirigido hacia arriba producido por el manto. En esas condiciones:

$$R(x) = P(x) - Q(x) \quad (3)$$

Asumiendo que la flexión de la placa litosférica se rellena con rocas de la corteza, la fuerza de flotabilidad ejercida por el manto puede ser expresada como el peso del manto desplazado menos el peso de las rocas de la corteza (Turcotte y Schubert, 2002), es decir:

$$Q(x) = (\rho_m - \rho_c)gw(x) \quad (4)$$

Donde ρ_m es la densidad de manto, ρ_c es la densidad de la corteza y g es la aceleración de la gravedad.

Reemplazando las ecuaciones (2) y (4) en (3), se deriva:

$$D \frac{d^4w(x)}{dx^4} + (\rho_m - \rho_c)gw(x) = P(x)$$

Esta es la ecuación ideal para una placa elástica delgada de espesor h , la cual modela parte de la litósfera continental (Vázquez-Rodríguez y López-Águila, 2013).

En este trabajo, el modelado de la flexión en dos dimensiones se realizó utilizando el código *Flex2D* (Cardozo, 2016).

2.19 Modelado de la flexión litosférica en 3D

La flexión litosférica puede ser calculada en un espacio tridimensional considerando diferentes magnitudes y distribución espacial de las cargas. El código *MatLab Flex3D* (Cardozo, 2009) resuelve la deflexión de una capa elástica infinita y de espesor elástico constante que sobreyace una astenósfera fluida, aplicando el algoritmo de Timoshenko y Woinowsky-Krieger, (1959). El procedimiento consiste en dimensionar una porción de la litósfera, determinar la ubicación, altura y densidad de las cargas y definir los parámetros flexurales de dicha litósfera. Posteriormente, el código resuelve el algoritmo y representa los resultados gráficamente (Figura 3.26).

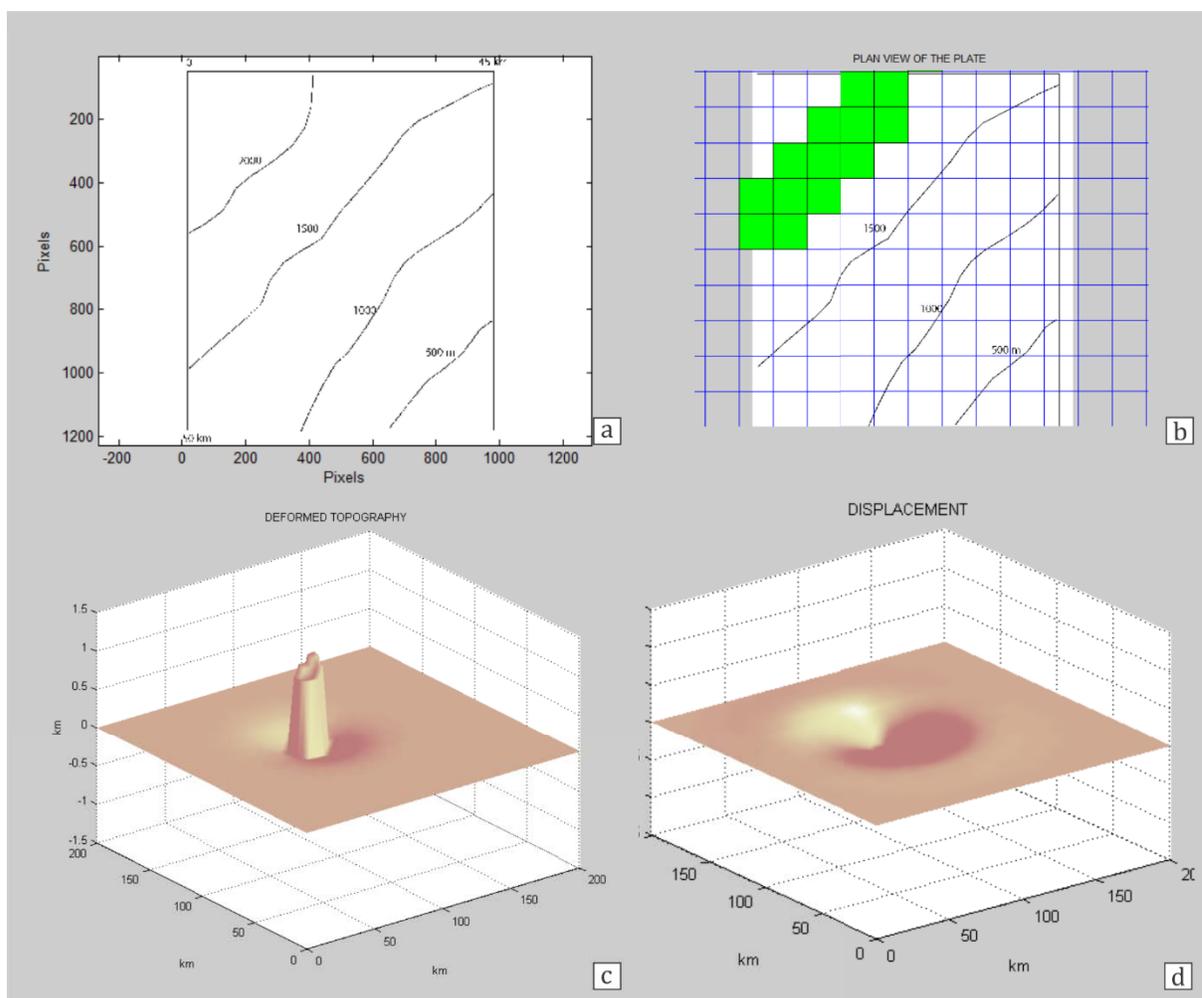


Fig. 3.26. Metodología para la obtención de la flexión 3D. **a)** Dimensionar la litósfera a analizar. **b)** Ubicar las cargas y determinar su altura y densidad. **c)** Topografía resultante. **d)** Flexión 3D generada por la carga actuante.

2.20 Análisis e interpretación de la información

En esta etapa se combinaron la información teórica, los trabajos antecedentes, la información existente y la información generada a partir de los datos de campo y de las labores de gabinete, para analizar, clasificar y cuantificar los controles eustáticos y tectónicos que actuaron sobre la acumulación de los depósitos durante la etapa de *post-rift* en este sector de la Cuenca Neuquina. Por último, se desarrolló la discusión acerca de la influencia de los mencionados factores, para determinar de qué manera actuó cada uno de ellos, siendo la interpretación de los resultados resumidos finalmente en las conclusiones de este trabajo de tesis.

ANEXO 1 Código en lenguaje M para la obtención de curvas de subsidencia teóricas según el modelo de McKenzie (Song et al., 2010).

```

% This script is designed to calculate subsidence and heat flow for
% three types of strain rate.

% Song Haibin and Chenlin, IGGCAS, 2009-04-14
% (hbsong@mail.iggcas.ac.cn, chenlin@mail.iggcas.ac.cn)

clear;
%-----
% To evaluate parameters
a=150*1e3;           % lithospheric thickness [m]
tc=30*1e3;          % crustal thickness [m]
T0=0;               % surface temperature [C]
Tm=1350;            % the temperature of ashenosphere. [C]
kappa=1.1e-6;       % thermal diffusivity. kappa=K/rho/c.
[m^2/s]
K=3.1;              % thermal conductivity. [W/C/m]
alpha=3.28*1e-5;    % thermal expansion coefficient [1/C]
rho_w=1.03*1e3;     % sea water density [kg/m^3]
rho_m=3.33*1e3;     % mantle density [kg/m^3]
rho_c=2.8*1e3;      % crust density [kg/m^3]
rho_a=3.2*1e3;      % asthenosphere density [kg/m^3]

t=(0:0.1:50)*(365*24*3600*1e6);
z=(0:1:a/1e3)*1e3;
dz=z(2)-z(1);
dt=t(2)-t(1);
Nt=length(t);

%-----
% To set three types of stain rate
beta=1.17;          % uniform stretching factor
delt_t=10*(365*24*3600*1e6); % duration of stretching [s]
tau=50*(365*24*3600*1e6);

id=find(t>=0&t<=delt_t);

G01=log(beta)/delt_t; % G equal to a constant
G1=zeros(size(t));
G1(id)=G01;

G02=log(beta)/(1-exp(-delt_t/tau))/tau; % G decreased exponentially with time
G2=zeros(size(t));
G2(id)=G02*exp(-t(id)/tau);

G03=log(beta)/(exp(delt_t/tau)-1)/tau; % G increased exponentially with time
G3=zeros(size(t));
G3(id)=G03*exp(t(id)/tau);

G=G2; % Here G can be set to G1, G2 or G3.
T=cal_T(a, kappa, T0, Tm, z, t, G);

%-----
% To compute beta(t)
beta=ones(size(t));

```

```

for j=2:Nt
    tt=t(1:j);
    GG=G(1:j)';
    beta(j)=exp(trapz(tt,GG));
end

%-----
% To compute theoretical water-loaded subsidence
To=z'/a*(Tm-T0);
for j=1:Nt
    Tz=T(:,j)-To;
    Q(j)=trapz(z,Tz');
end
A=tc*(rho_m-rho_c)/(rho_a-rho_w);
B=alpha*rho_m/(rho_a-rho_w);
st=A*(1-1./beta)-B*Q;

%-----
% To compute surface heat flow
qt=K*(T(2,:)-T(1,:))/dz*1000;           % surface heat flow (mW/m^2)

%-----
% To display results
figure,
plot(t/(365*24*3600*1e6),st/1e3,'k','linewidth',2);axis ij;
xlabel('Time (Ma)');ylabel('Depth (km)');

figure,
plot(t/(365*24*3600*1e6),qt,'k','linewidth',2);
xlabel('Time (Ma)');ylabel('Heat flow (mW/m^2)');

```

RELLENO JURÁSICO INFERIOR – CRETÁCICO INFERIOR Y ESTRUCTURA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las características del régimen de subducción a lo largo el margen occidental de Gondwana a partir del Jurásico Inferior a Medio (Franzese et al., 2003), originó el decrecimiento en el predominio de la subsidencia mecánica de la Cuenca Neuquina, el comienzo de la construcción del arco magmático andino y el inicio de la subsidencia de tras-arco. Esto produjo que los depocentros inicialmente aislados del Jurásico Temprano se amalgamasen en un único y amplio depocentro dentro del cual los altos estructurales heredados fueron perdiendo representatividad (Vergani et al., 1995). En estas condiciones se inicia el estadio conocido clásicamente como *post-rift* (sensu Howell et al., 2005) en la Cuenca Neuquina. Este amplio depocentro estuvo conectado de manera intermitente con el océano proto-Pacífico a través de pasajes en el arco magmático (Spalletti et al., 2000; Macdonald et al., 2003). En el estadio inicial de la etapa de *post-rift*, la sedimentación estuvo fuertemente influenciada por la topografía y las estructuras heredadas del estadio de *syn-rift* (Burgess et al., 2000). Luego de esa primera etapa, comienza la fase de relleno más importante de la Cuenca Neuquina, en la cual secuencias espesas y ampliamente distribuidas fueron depositadas durante un largo período de tiempo. Estas secuencias involucran una compleja serie de ciclos transgresivos – regresivos de diferente magnitud, controlados por los efectos combinados de cambios en la tasa de subsidencia, oscilaciones eustáticas y levantamientos localizados (Howell et al., 2005). Dentro de este marco, la información estratigráfica del estadio de *post-rift* en el área de estudio constituye un buen punto de partida para avanzar sobre el conocimiento de los controles tectónicos y su relación con los movimientos eustáticos para toda la cuenca.

A continuación, se analizará la estratigrafía y estructura del área de estudio a partir del procesamiento de los datos relevados durante las actividades de campo y de la información de subsuelo disponible.

Como ha sido expuesto en el Capítulo 3 (Metodología), inicialmente se efectuó la determinación de los espesores formacionales para las unidades estratigráficas del periodo Jurásico Inferior - Cretácico Inferior del área de estudio. Para esto, se subdividió el relleno de este intervalo temporal en diferentes unidades (Tabla 4.1):

Tabla 4.1. Unidades estratigráficas en las que fue dividido el registro de *post-rift* para la determinación de espesores formacionales.

Grupo	Formación
Mendoza	Agrio
	Mulichinco
	Vaca Muerta
	Tordillo
Lotena	Auquilco
	La Manga
	Lotena
Cuyo	Lajas
	Bardas Blancas
	Los Molles

La determinación de los espesores se llevó a cabo a partir del análisis de los datos provenientes tanto de los afloramientos como del subsuelo, los cuales se unificaron en un mismo tipo de dato y, posteriormente, fueron integrados en un marco regional.

El relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en afloramientos del área de estudio

Dado que entre los objetivos de este trabajo se procura determinar la existencia de controles estructurales heredados sobre la acumulación de las secuencias de *post-rift* y establecer si algunas estructuras relacionadas con el origen de la cuenca han podido reactivarse o invertirse durante dicha etapa, se planificaron las actividades de campo en las sierras de Cara Cura y Reyes, sitios en los que dichos eventos podrían ser, eventualmente, observados en afloramientos.

Dentro de las primeras observaciones realizadas durante las tareas de campo en la Sierra de Cara Cura, se destaca la variación de espesor que exhiben las unidades estratigráficas correspondientes al Grupo Cuyo y al Grupo Lotena. Ambas ponen de manifiesto significativos aumentos de espesor hacia el sur-suroeste, pudiendo apreciarse incluso el acuñamiento y/o desaparición de estas unidades en el sector norte de la sierra (Figura 4.1 y Tabla 4.2). Esta condición de aumento de espesor para las unidades iniciales del *post-rift* en dirección sur-suroeste ha sido también mencionada para la Sierra de Reyes (Rossi y Veiga, 1990). Con respecto al Grupo Mendoza, y principalmente para las formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio, las variaciones de espesor en los afloramientos del área de estudio resultan más sutiles que las que presentan los grupos Cuyo y Lotena. Esto se debe, en parte, a que las primeras presentan una potencia significativamente mayor.

Con el objetivo de analizar la distribución de espesores y facies de las unidades estratigráficas del *post-rift* en afloramientos y de validar las observaciones de campo relacionadas a las variaciones de espesor, se relevaron cuatro perfiles sedimentológicos – estratigráficos en diferentes sectores de la Sierra de Cara Cura, mientras que para el caso de la Sierra de Reyes se utilizaron tres perfiles contenidos en el informe de campo de la Gerencia General de Exploración de YPF S.A. (Rossi y Veiga, 1990) (Figura 4.2). A partir de los mencionados perfiles se realizó la correlación estratigráfica de las unidades de *post-rift* en afloramientos (Figura 4.3).

El compendio de todos los datos de espesor obtenidos para las unidades de *post-rift* en afloramientos del área de estudio se resumen en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2. Nombre del pozo/perfil, ubicación y valores de espesor utilizados para la construcción de los mapas de espesor de los grupos Cuyo y Lotena (para ubicación en mapa ver Figura 4.2).

Pozo/Perfil	Este	Norte	Espesor (m)					
			Gr. Cuyo	Gr. Lotena	Tordillo	Vaca Muerta	Mulichinco	Agrio
CCN	448578	5952303	10	15	0	190	55	390
CCWN	440682	5943994	20	40	0	200	60	400
CCW	440589	5943161	24	50	0	200	60	400
CCS	440844	5942146	80	60	0	210	61	400
Reyes Norte	437284	5921389	145	98	0	318	268	442
Reyes Centro	434447	5915934	212	140	0	322	274	461
Reyes Sur	434678	5901545	275	214	24.42	326.61	283	480

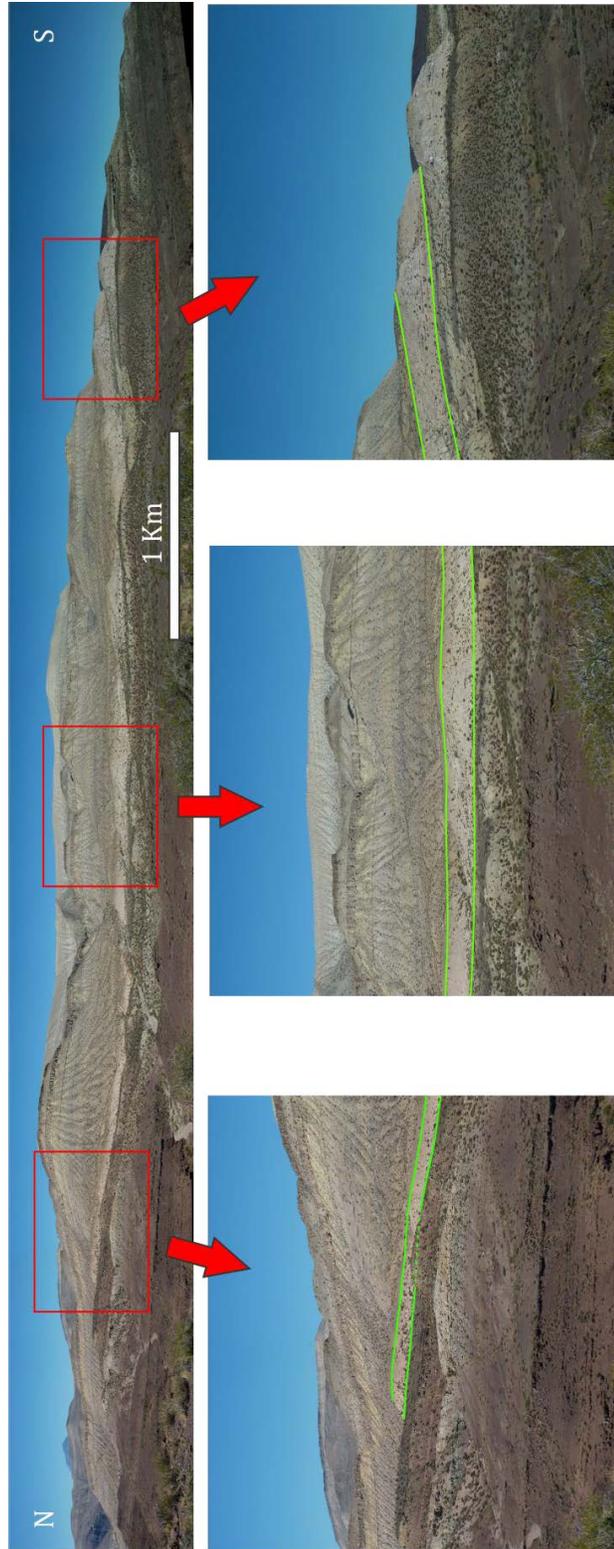


Fig. 4.1. Aumento de espesor hacia el sur de la Formación Auquilco (Grupo Lotena) en la Sierra de Cara Cura.

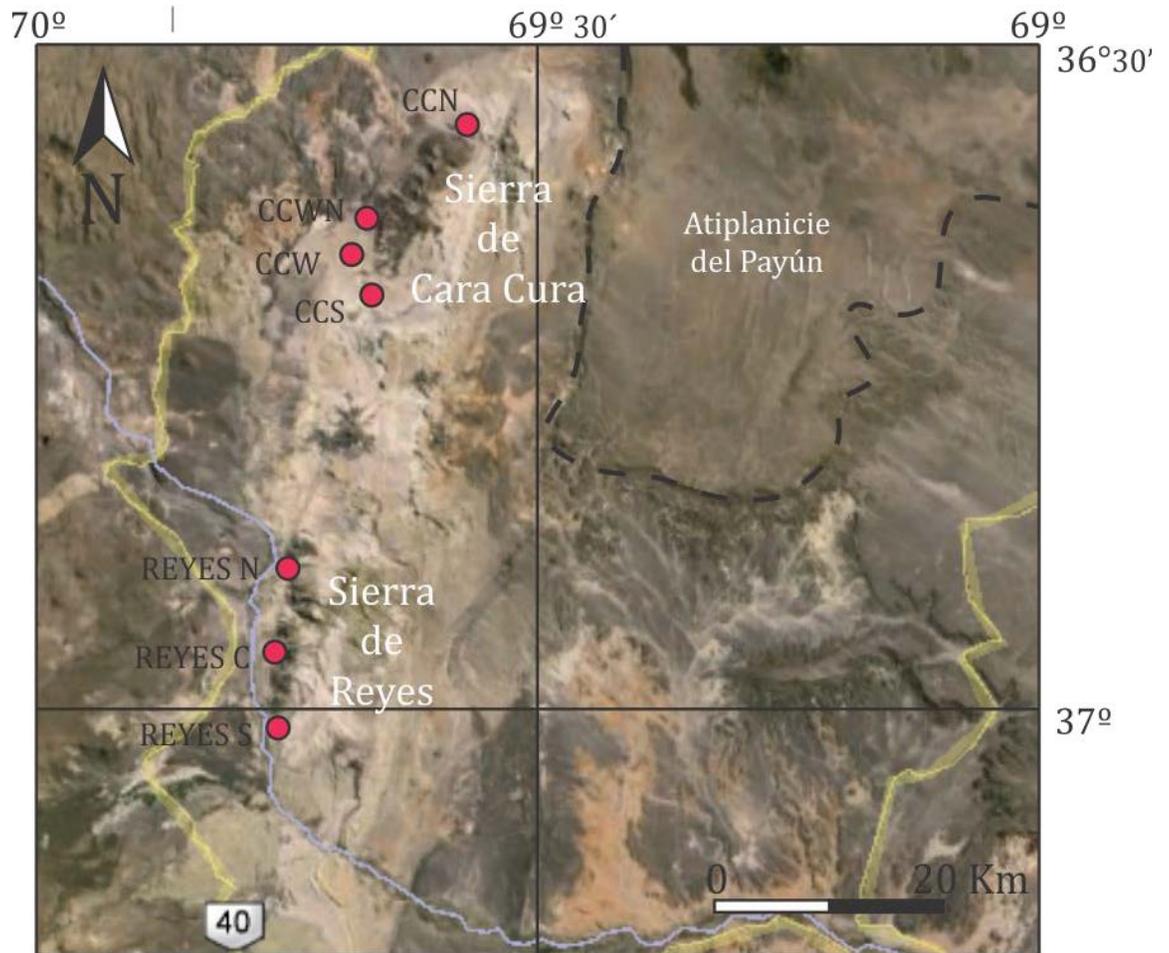


Fig. 4.2. Ubicación de los perfiles sedimentológicos - estratigráficos relevados en la Sierra de Cara Cura y aquellos disponibles en el trabajo de Rossi y Veiga (1990).

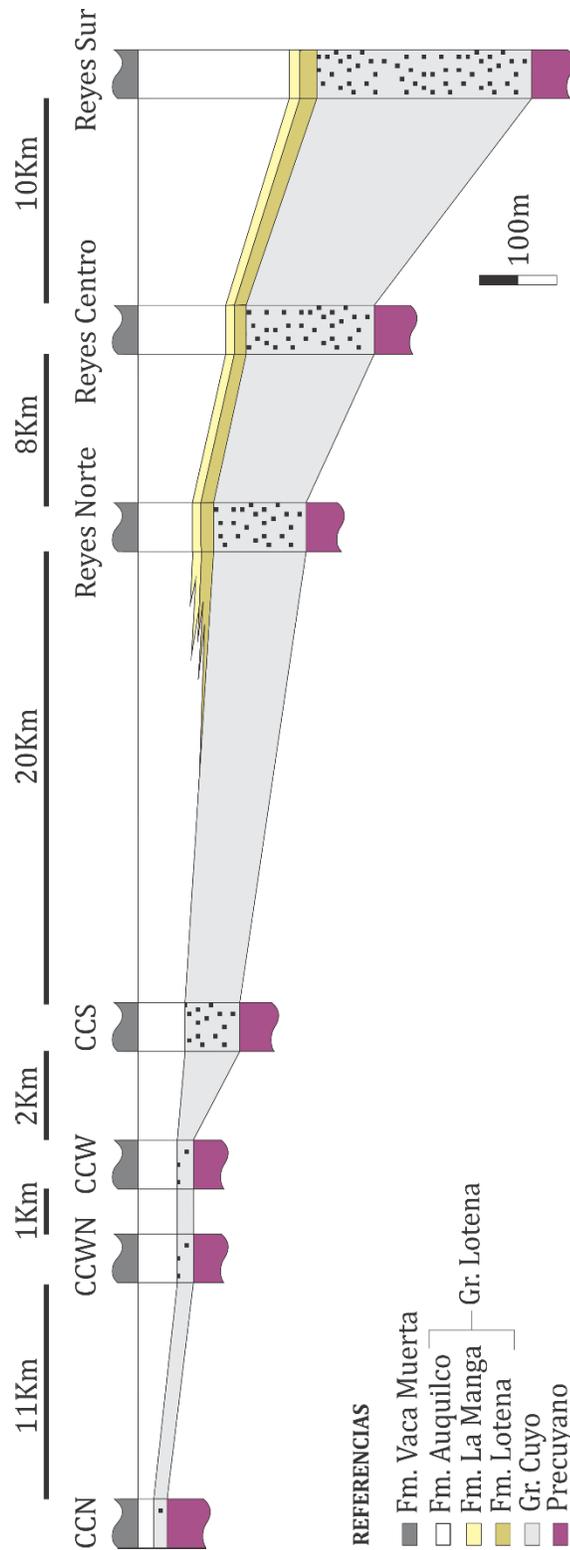


Fig. 4.3. Perfiles sedimentológicos - estratigráficos correspondientes a los grupos Cuyo y Lotena relevados en la Sierra de Cara Cura y aquellos disponibles en el trabajo de Rossi y Veiga (1990) nivelados a la base de la Formación Vaca Muerta.

El relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el subsuelo del área de estudio

La determinación de los espesores de las unidades estratigráficas del periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el subsuelo del área de estudio, estuvo basada en la diferencia de las características litológicas de dichas unidades. Las mencionadas diferencias fueron obtenidas a partir de la descripción de fragmentos rocosos de perforación o *cutting* y, a su vez, observadas en la variación de la respuesta de los diferentes perfiles de pozo, principalmente en los casos de perfilaje de rayos gamma (GR), potencial espontáneo (SP) y sónico (DT). La determinación de los espesores se realizó en 25 pozos de los 36 disponibles, ya que en 11 de ellos la determinación resultó dificultosa (Figura 4.4).

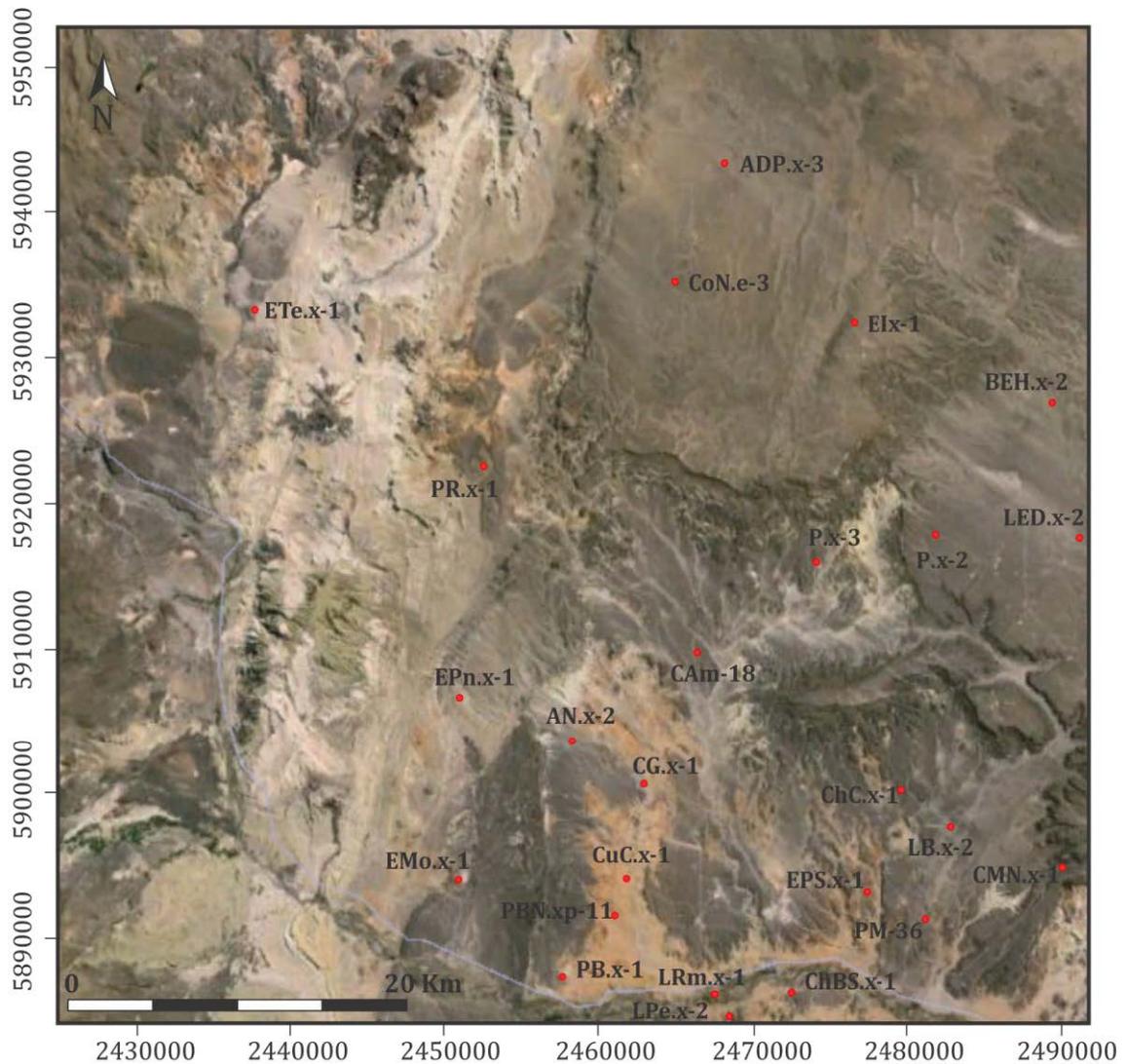


Fig. 4.4. Ubicación de los pozos utilizados para la determinación del espesor de las unidades estratigráficas de la etapa de *post-rift* en el subsuelo.

Los valores de espesor obtenidos a partir de los 25 pozos analizados para el subsuelo de la zona de estudio se resumen en la [Tabla 4.3](#).

Tabla 4.3. Nombre del pozo, ubicación y valores de espesor de las unidades del *post-rift* utilizados para la construcción de los mapas de espesor (para ubicación en mapa ver [Figura 4.4](#)).

Pozo/Perfil	Este	Norte	Espesor (m)					
			Gr. Cuyo	Gr. Lotena	Tordillo	Vaca Muerta	Mulichinco	Agrio
ADP x-3	468132	5943509	0	81	0	132	43	263
AN x-2	458324	5903599	166	229.75	28.25	240.75	163	442.24
BEH x-2	489409	5926889	0	67.47	7.94	37.04	46.27	176
CAm a-18	466343	5909704	84	121	31	155	124	360.25
CG x-1	463050	5900681	99	187.14	28.86	264.83	181.6	428.33
ChBS x-1	472305	5886216	233	273	22.38	312.62	170	494.65
ChC x-1	479590	5900246	39	120.71	27.29	167	128	352.48
CMN x-1	490334	5895167	43.66	67	51	144	92.26	285.74
CoN e-3	464802	5935246	30	69	5	179	62	334
CuC x-1	461978	5894047	220.27	164.73	28	318	179.48	452.52
EI x-1	476466	5932350	2.21	77.79	0	74	55	314
EMo x-1	451137	5894000	192.39	322.61	11	369.78	221.22	526.82
EPn x-1	451043	5906522	180	169	51	311.74	130.26	519.31
EPS x-1	477241	5892992	159.65	126.7	22.3	217.81	127.81	376.99
ETe x-1	437968	5933754	58.21	136	18	218	44	393.44
LB x-2	482926	5897886	44	138	66	124	117	329
LED x-2	491082	5917550	0	55	12	43	55	182
LPe x-2	467914	5884268	236	315	11	349	197	569.48
LRm x-1	467842	5886210	231	298	13	334	201	501
P x-2	482140	5917749	27.75	33	12	102	82.49	321.52
P x-3	474191	5915990	60	66	20	143.61	95.25	324.12
PB x-1	457721	5887336	233	198	15	414	247.97	600.34
PBN xp-11	461154	5891599	185.18	295.82	15	319	203	477
PM-36	481200	5891500	50	119	24	217	138	363
PR x-1	452485	5922596	92	290	18	485.61	166.39	411.64

El relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio

Utilizando los valores de espesor relevados en el campo junto con aquellos provenientes de la bibliografía existente y de la información de subsuelo disponible, se confeccionaron los mapas de espesor de las diferentes unidades que conforman el relleno *post-rift* para el área de estudio, representados como Grupo Cuyo (Figura 4.5), Grupo Lotena (Figura 4.6), Formación Tordillo (Figura 4.7), Formación Vaca Muerta (Figura 4.8), Formación Mulichinco (Figura 4.9) y Formación Agrio (Figura 4.10).

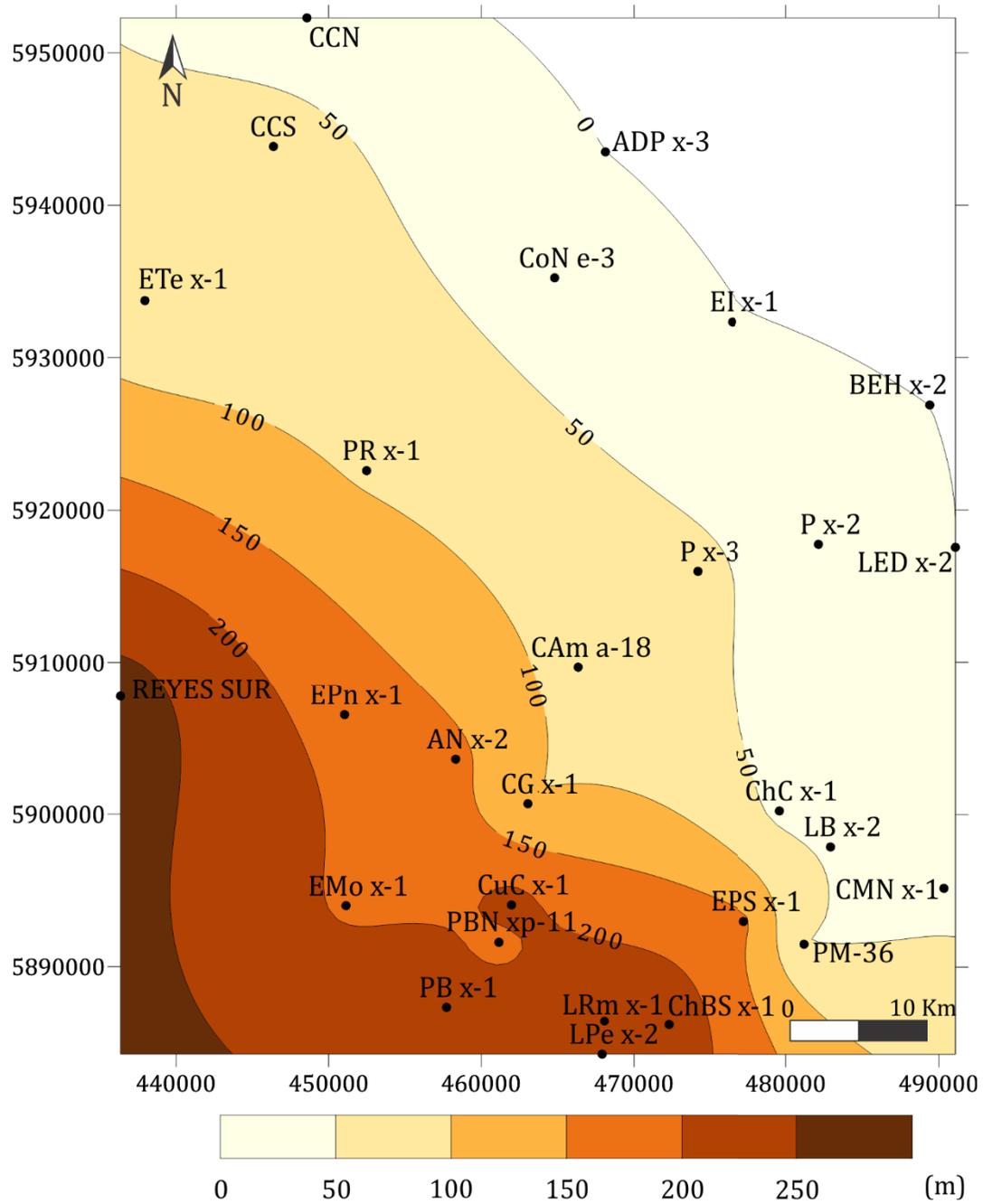


Fig. 4.5. Mapa de espesor para el Grupo Cuyo en el área de estudio confeccionado con información de afloramientos y subsuelo.

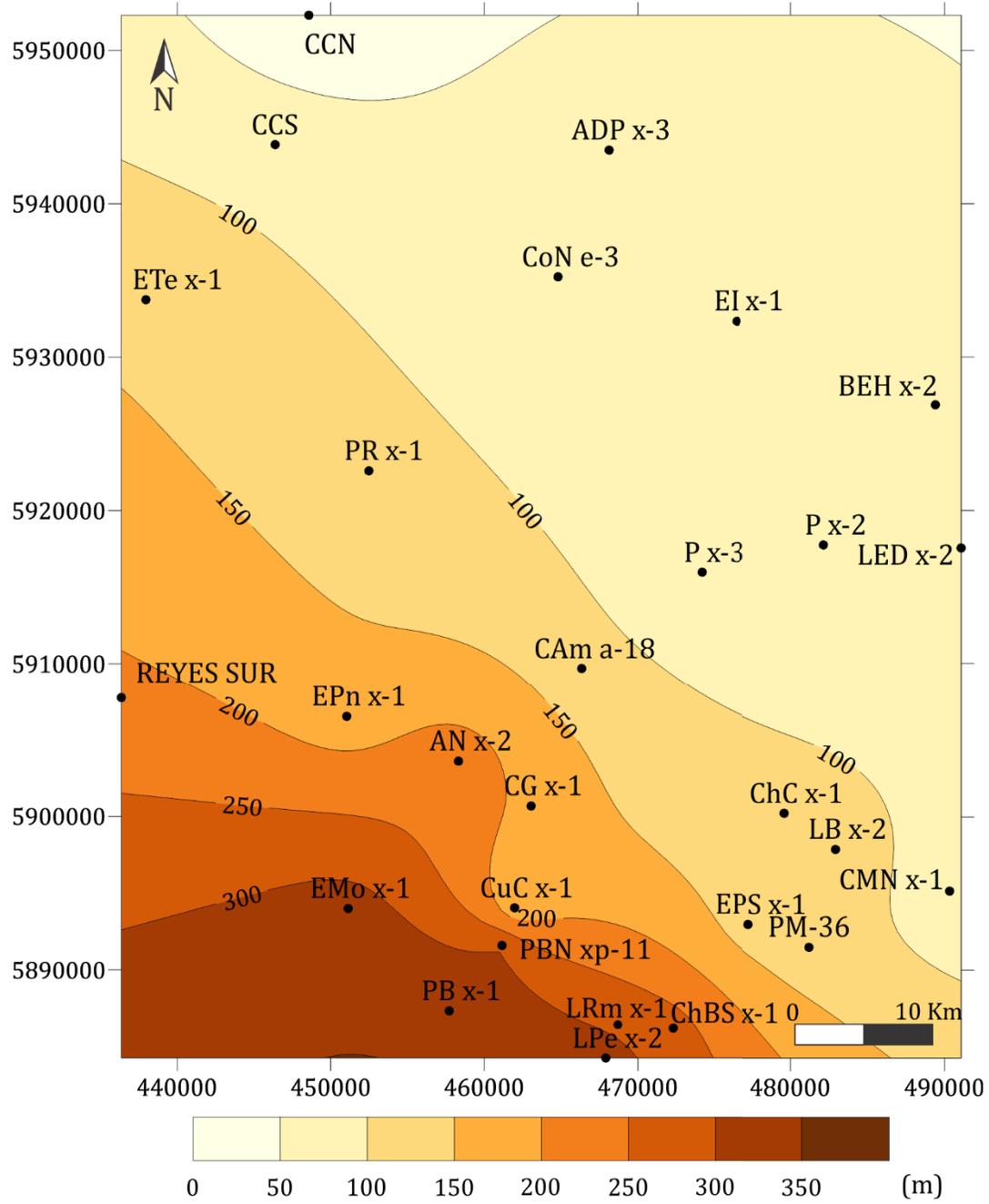


Fig. 4.6. Mapa de espesor para el Grupo Lotena en el área de estudio confeccionado con información de afloramientos y subsuelo.

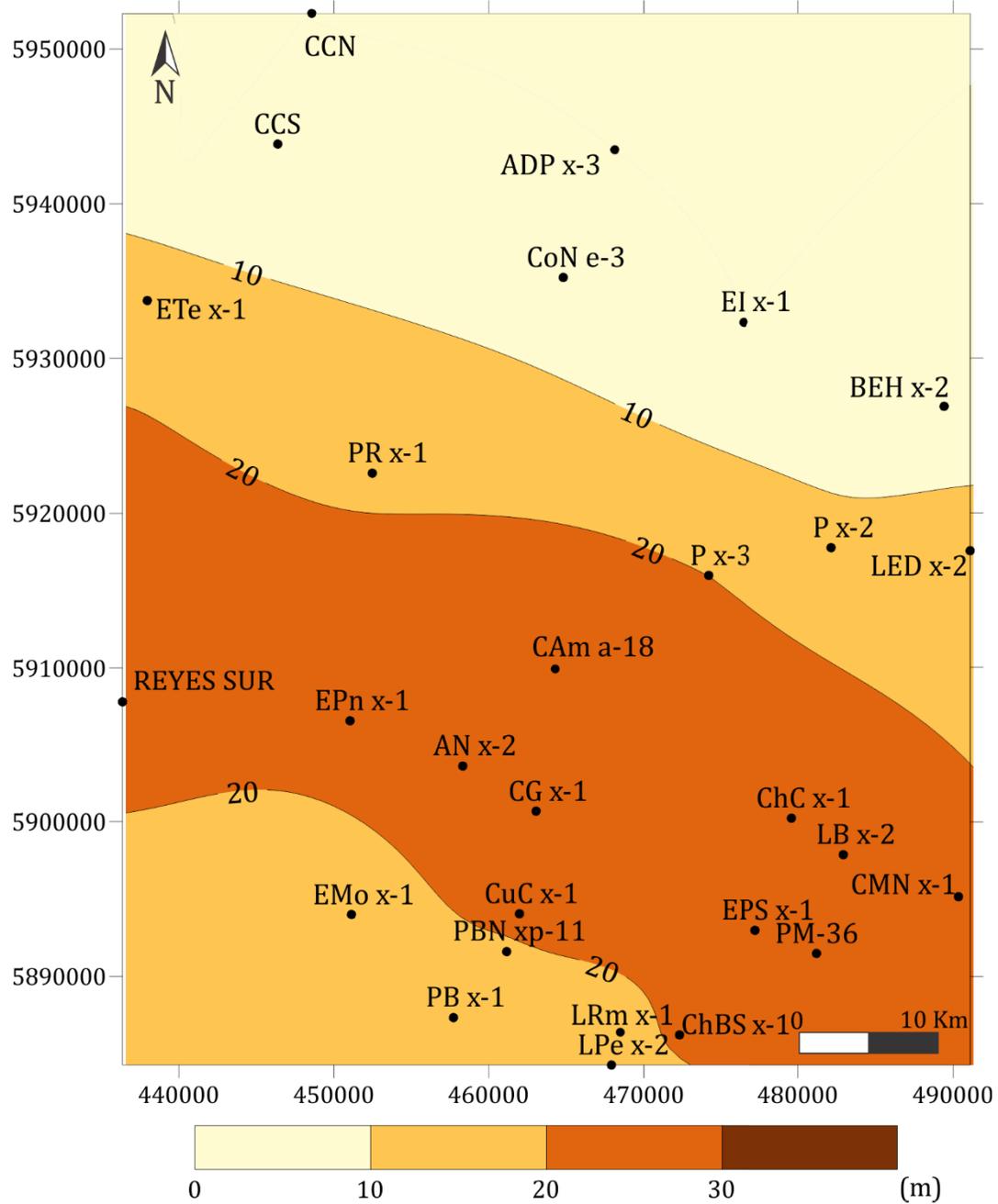


Fig. 4.7. Mapa de espesor para Formación Tordillo en el área de estudio confeccionado con información de afloramientos y subsuelo.

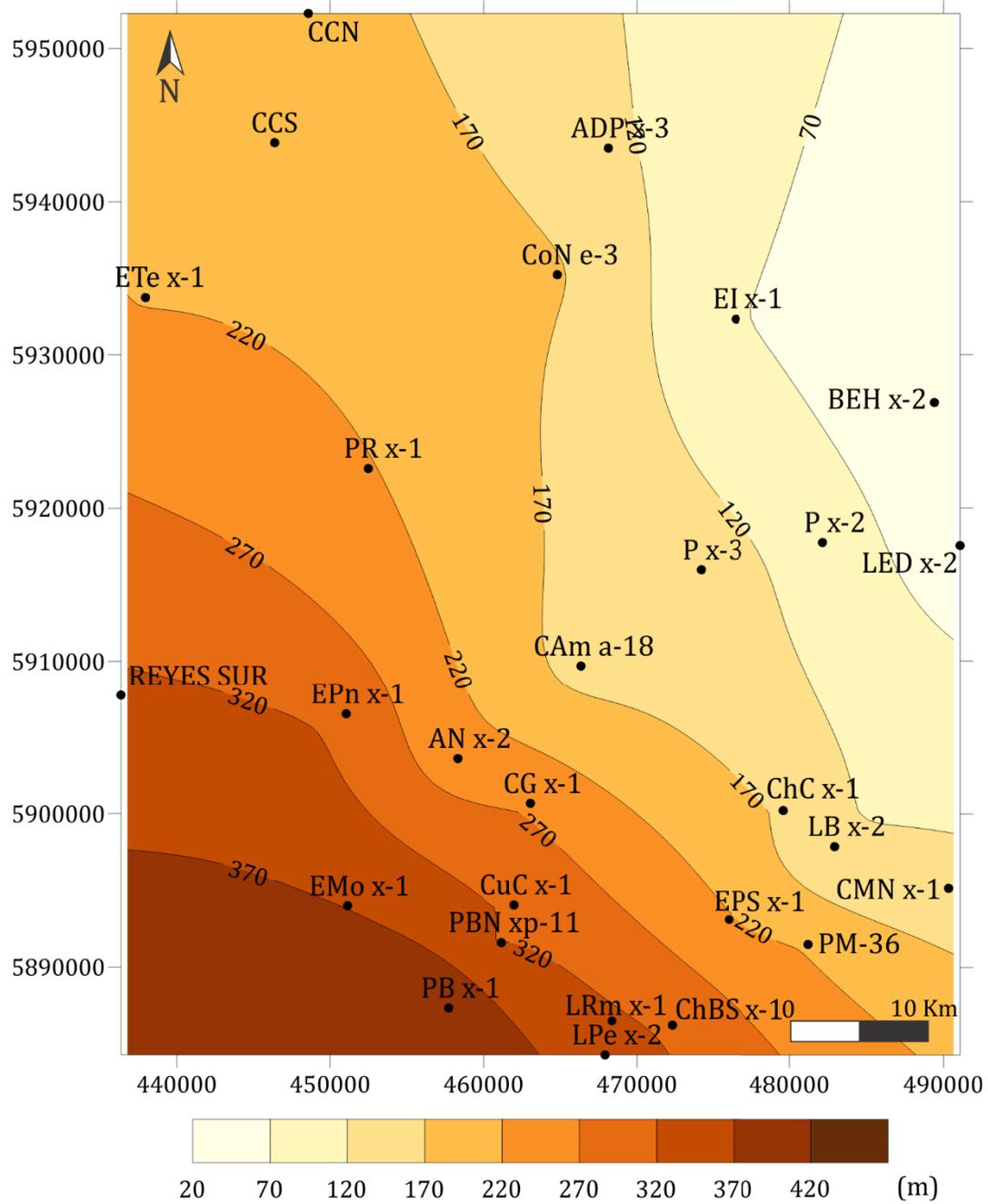


Fig. 4.8. Mapa de espesor para la Formación Vaca Muerta en el área de estudio confeccionado con información de afloramientos y subsuelo.

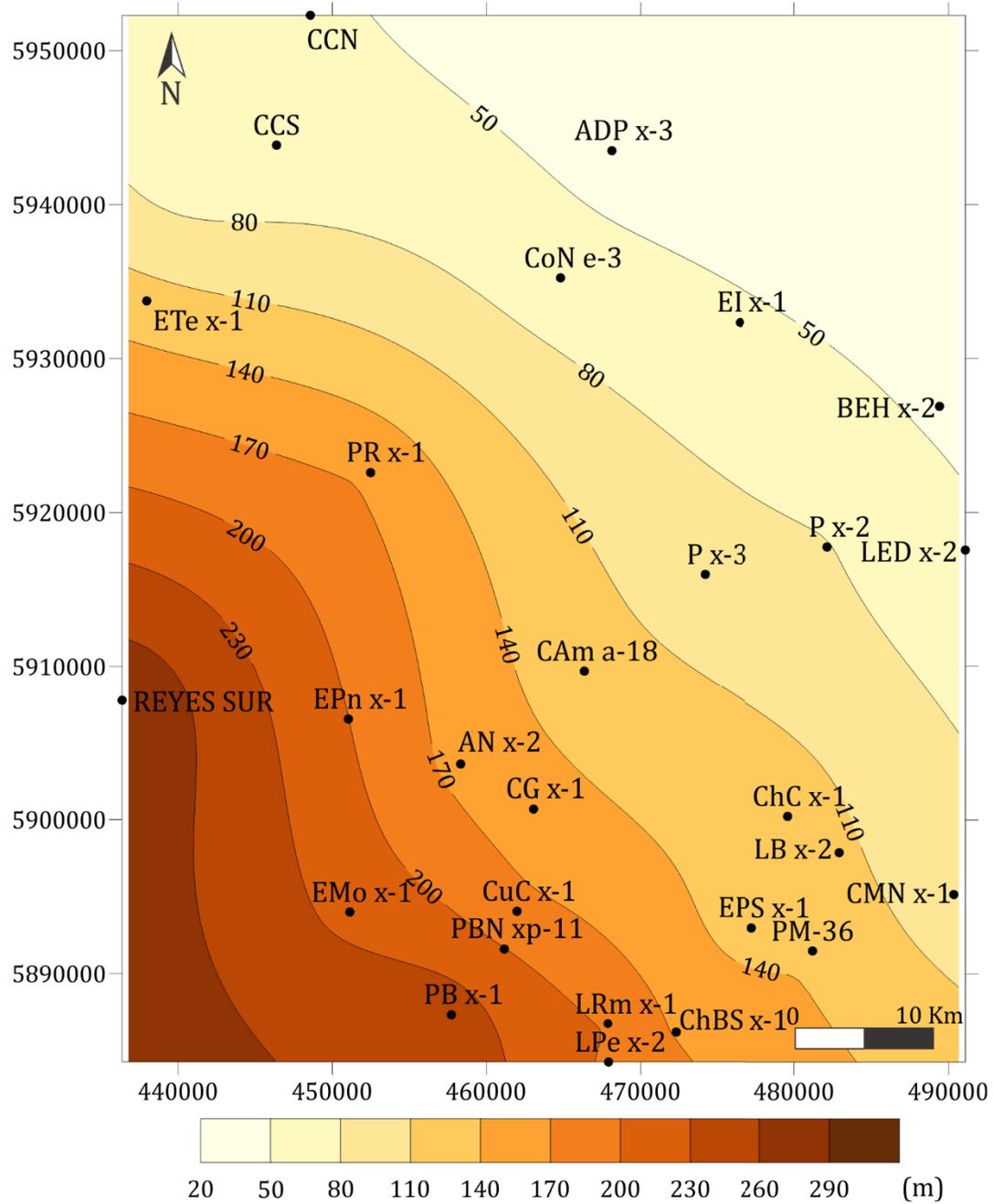


Fig. 4.9. Mapa de espesor para la Formación Mulichinco en el área de estudio confeccionado con información de afloramientos y subsuelo.

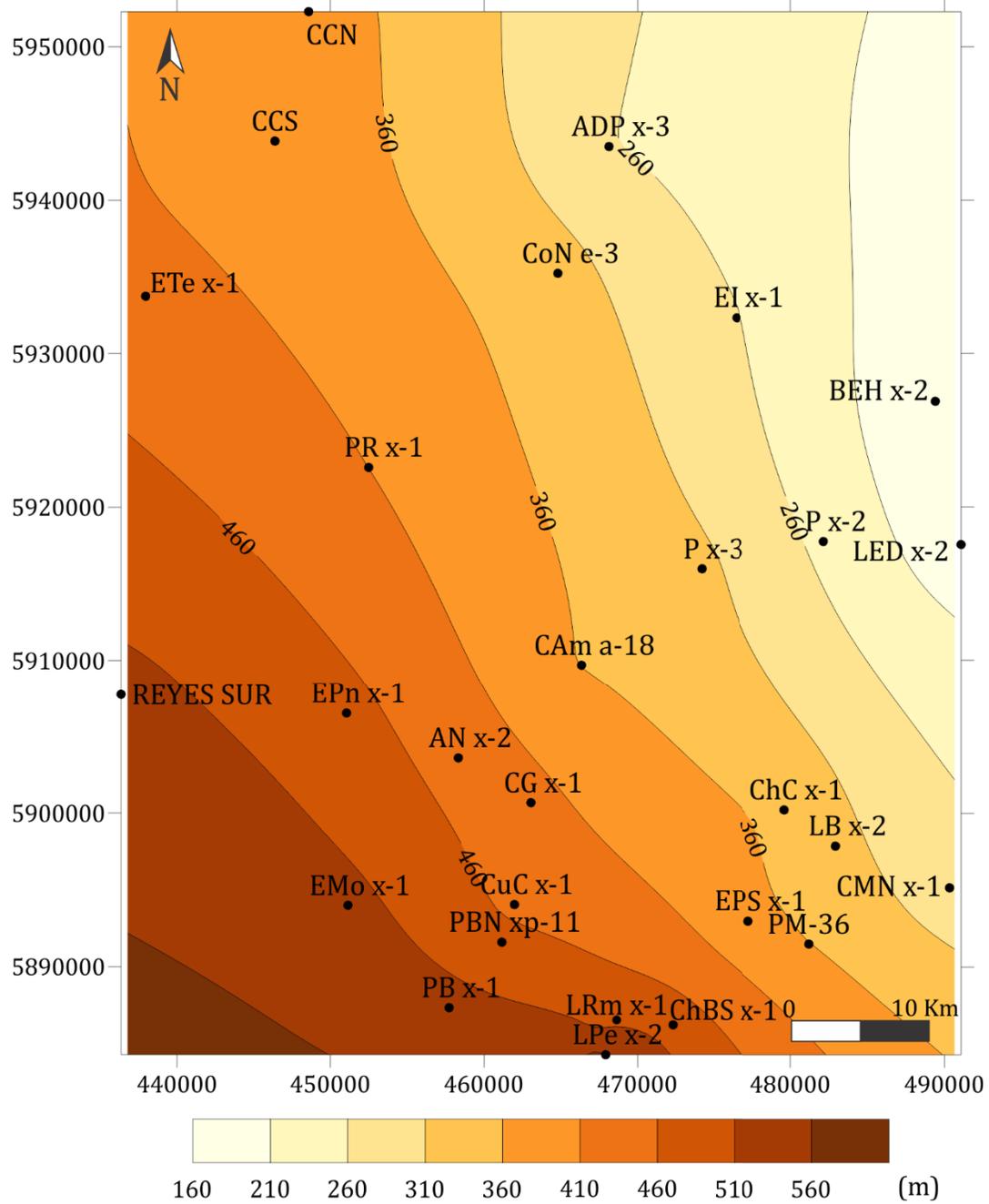


Fig. 4.10. Mapa de espesor para la Formación Agrio en el área de estudio confeccionado con información de afloramientos y subsuelo.

Los mapas regionales de espesor para los grupos Cuyo y Lotena, muestran consistencia con las observaciones locales efectuadas en las sierras de Cara Cura y Reyes. En ese sentido, se observa que existe un claro aumento de espesor de las unidades formacionales previamente mencionadas en dirección sur-suroeste.

Los mapas de espesor para cada una de las unidades del Grupo Mendoza (Figuras 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10) evidencian que el aumento de espesor (excepto para el caso de la Formación Tordillo) se manifiesta preferentemente en dirección oeste - suroeste, es decir, con una mayor tendencia a incrementar el espesor de las unidades en dirección oeste que los grupos Cuyo y Lotena. Esta diferencia puede ser observada en los mapas vectoriales de incremento de espesor de las mencionadas unidades (Figura 4.11).

La estructura del área y su relación con los espesores de *post-rift*

Diversos episodios de reestructuración (Zavala, 1996a, 1996b), reactivación (Fernández Seveso et al., 1996; Barredo et al., 2008; Barredo y Stinco, 2010) e inversión (Ploszkiewicz et al., 1984; Vergani et al., 1995; Comínguez y Franzese, 2005; Kay y Ramos, 2006) acaecidos durante la etapa de *post-rift* de la Cuenca Neuquina dieron lugar a la generación de cadenas montañosas y altos topográficos, nuevos depocentros y discordancias, tanto de extensión regional como local (Vergani et al., 1995).

Durante las actividades de campo, se relevaron cinco sectores con clara exposición de estructuras de fallamiento normal en el flanco oeste de la Sierra de Cara Cura (Figura 4.12), las cuales son coincidentes con las mencionadas en la bibliografía (Pángaro et al., 2004) (Figura 4.13).

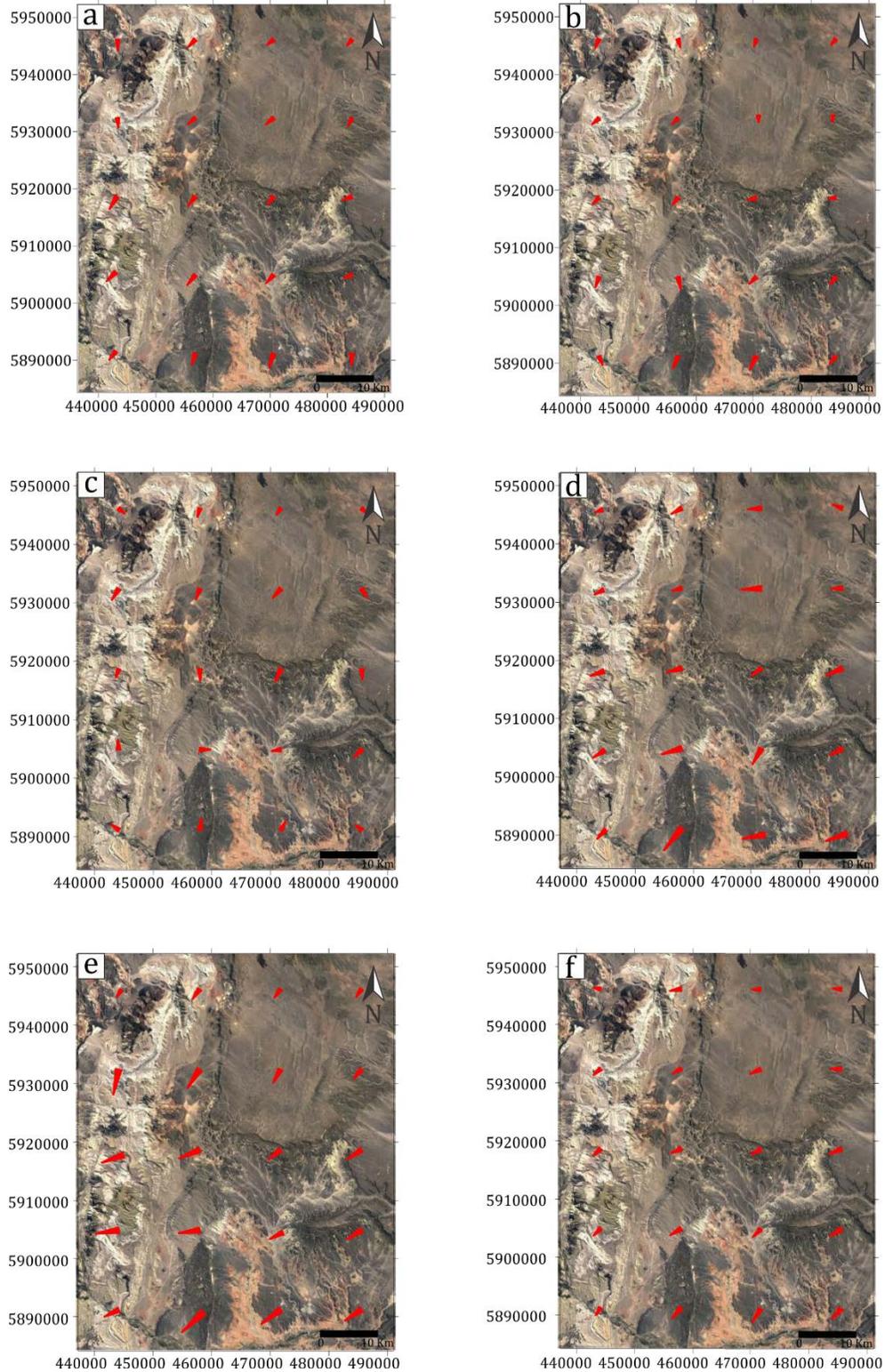


Fig. 4.11. Mapas vectoriales de incremento de espesor para las unidades del *post-rift*.
a) Gr. Cuyo. **b)** Gr. Lotena. **c)** Formación Tordillo. **d)** Formación Vaca Muerta. **e)** Formación Mulichinco. **f)** Formación Agrio.

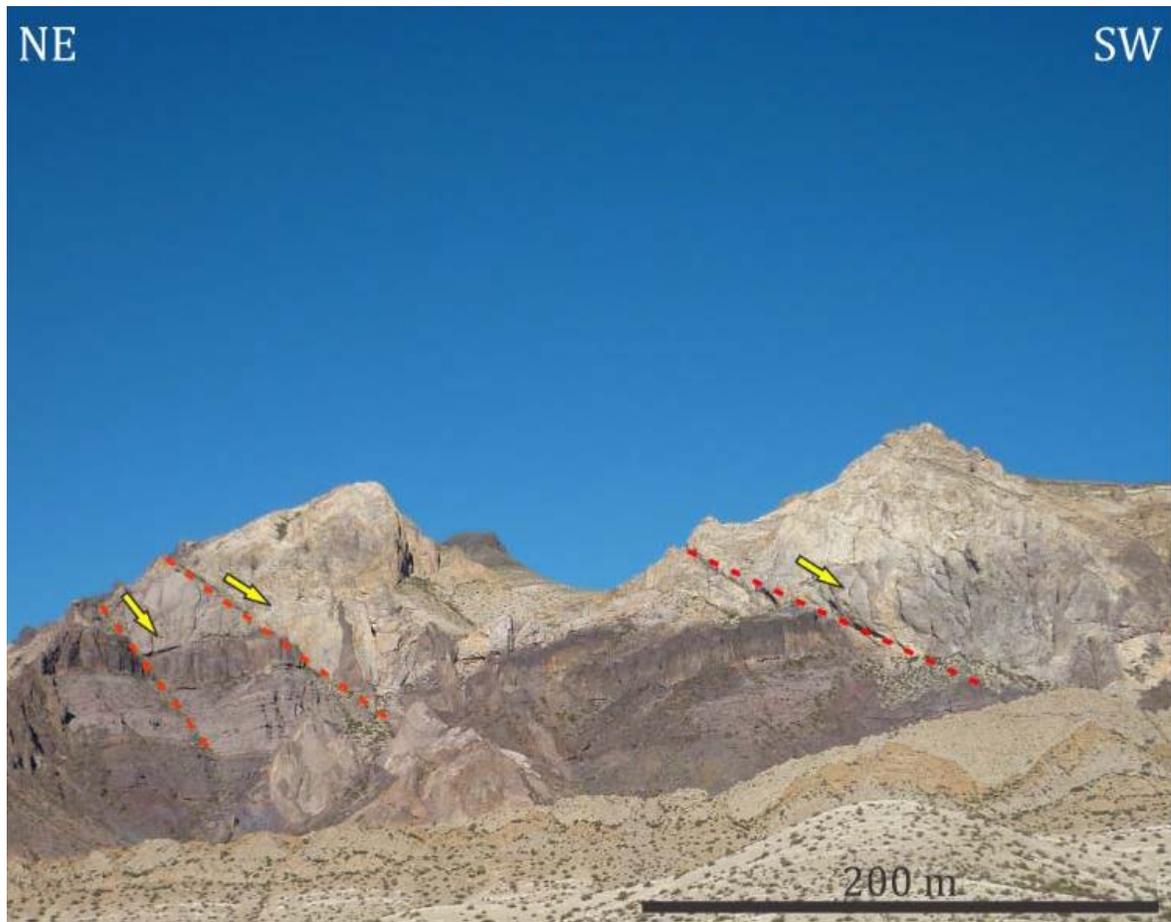


Fig. 4.12. Fallas normales del *rift* Triásico - Jurásico observadas en el sector central del flanco occidental de la Sierra de Cara Cura.

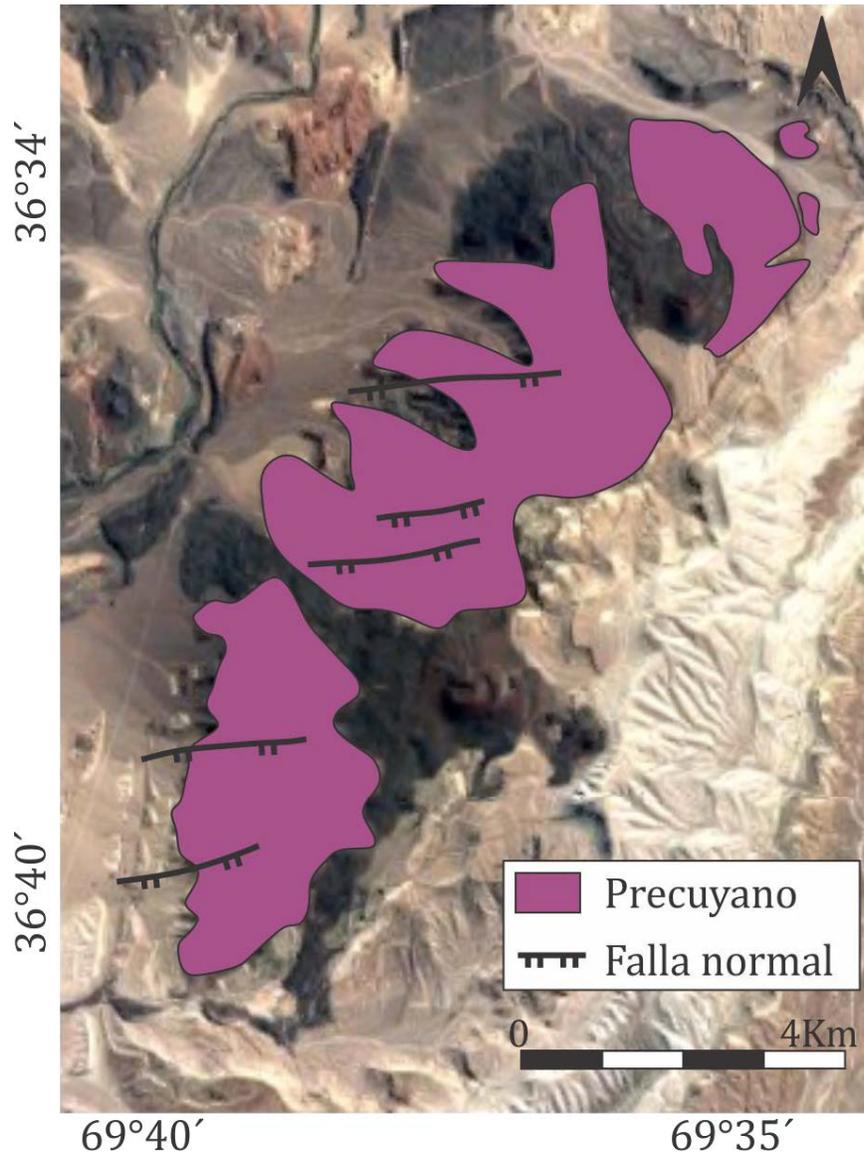


Fig. 4.13. Principales fallas normales del *rift* Triásico-Jurásico en la Sierra de Cara Cura Modificado de Pángaro et al. (2004).

Estas estructuras presentan un rumbo aproximado este-noreste e inclinación al sur-sureste y en menor proporción por fallas oeste-noroeste e inclinación al sur-suroeste, y sus rechazos no superan en ningún caso los 200 metros (Giambiagi et al., 2009). Se ha observado que dichos planos de falla se desarrollan en las rocas del Grupo Choiyoi conformando estructuras de tipo graben o hemigraben, y su presencia ejerce un fuerte control sobre los depósitos del Ciclo Precuyano, lo que explica los significativos cambios de espesor de dicha unidad de un lugar a otro de la sierra.

Las estructuras de fallamiento reconocidas en el área de estudio para la Sierra de Cara Cura, tanto de cinemática normal como inversa, que afectan a la secuencia de *post-rift* (Figura 4.14) no pudieron ser vinculadas con estructuras originarias de la cuenca. Tampoco se observó control alguno de dichas fallas sobre los espesores de la unidades de esta etapa, por lo que fueron asumidas como estructuras posteriores a la acumulación del relleno de *post-rift*.

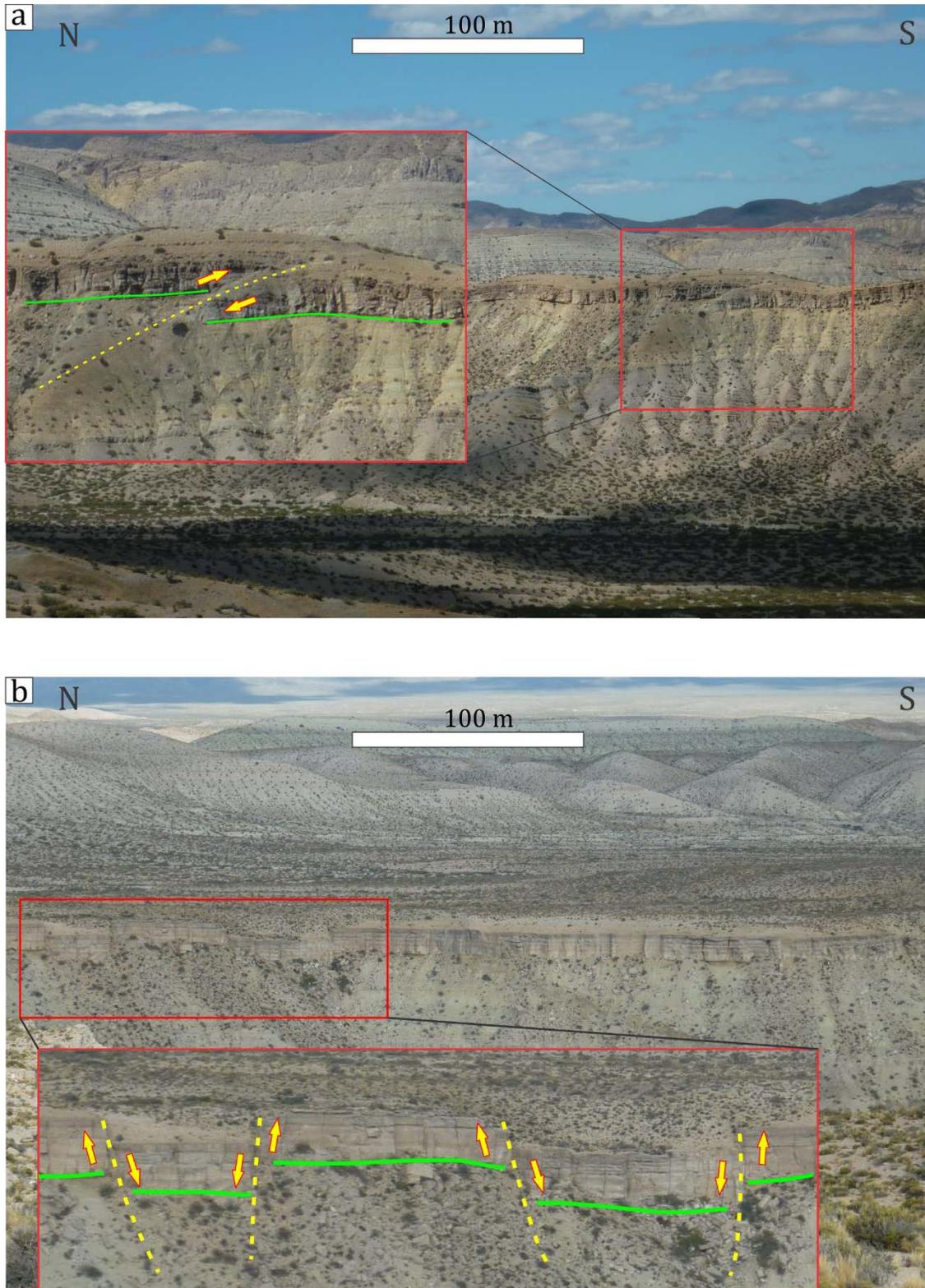


Fig. 4.14. Estructuras de fallamiento que afectan la secuencia de *post-rift* en la Sierra de Cara Cura. **a)** Falla inversa. **b)** Fallas normales. En ningún caso se observa un control de la estructura sobre el espesor de las unidades.

Resumen del capítulo

Por medio del análisis de los datos de espesor, provenientes de distintas fuentes, se observa que existen variaciones significativas de esta variable para todas las unidades del *post-rift* en el área de estudio. Esta condición se aprecia tanto en la correlación de los perfiles estratigráficos, como así también en los mapas de espesor. Dichas variaciones difieren tanto en el orden de magnitud de los espesores como en la distribución espacial de los mismos. Así, las sedimentitas del Ciclo Precuyano del área de estudio (Formación Remoredo) presentan un claro control estructural sobre la geometría y distribución de su espesor, estando estas variables controladas por fallas normales del inicio de la cuenca. El hecho de que su acumulación se haya desarrollado en estructuras de tipo graben o hemigraben explica su marcada variación de espesor y que los mayores valores del mismo se localicen próximos a las estructuras de fallamiento. En las unidades inferiores del *post-rift*, constituidas por el Grupo Cuyo y el Grupo Lotena, las variaciones de espesor no muestran evidencias de controles estructurales, y parecen estar relacionadas a cuestiones estratigráficas relacionadas a la topografía. Estas unidades muestran un claro incremento de espesor en dirección sur-suroeste. Las unidades del Grupo Mendoza, tampoco exhiben un control estructural sobre la distribución de sus espesores y las mismas (con excepción de la Formación Tordillo) muestran una tendencia al incremento en dirección oeste-suroeste. Las estructuras reconocidas en los afloramientos y en el subsuelo asociadas al origen de la cuenca no presentan evidencias de reactivación o inversión durante el estadio de *post-rift*. Por su parte, aquellas estructuras que afectan a la secuencia de *post-rift* no ejercen ningún control sobre los espesores y geometría de las unidades de esta etapa, por lo que fueron asumidas como estructuras más jóvenes, posteriores a la acumulación del relleno de *post-rift*. Cabe destacar que las variaciones en la distribución de los mayores espesores de las unidades sugieren procesos de reorganización de los depocentros durante la evolución de la etapa *post-rift*. Sin embargo, estos cambios no deben atribuirse exclusivamente a modificaciones en los procesos de subsidencia de la cuenca, ya que la presencia de mayores espesores no guarda relación directa con una mayor subsidencia. Para obtener los valores de subsidencia de una cuenca a través del tiempo se debe acudir a la técnica denominada *backstripping*, tema objeto del próximo capítulo.

ANÁLISIS GEOHISTÓRICO, *BACKSTRIPPING* 1D Y CURVAS DE SUBSIDENCIA TECTÓNICA

El análisis geohistórico se define como el uso de técnicas estratigráficas para revelar y describir la historia geológica de una cuenca. Consiste en generar una representación gráfica de los movimientos verticales de un horizonte estratigráfico dentro de una cuenca sedimentaria como indicador de su historia de subsidencia y levantamiento (Van Hinte, 1978). Los resultados del análisis geohistórico suelen representarse por medio de gráficas denominadas curvas geohistóricas, las cuales informan acerca de la profundidad a la cual se encontraba el basamento, o cualquier otro horizonte estratigráfico, en un momento determinado. Estos diagramas constituyen un excelente método para obtener datos estratigráficos y conclusiones, proporcionando una lectura directa del momento y la magnitud de los eventos geológicos (Van Hinte, 1978). Las curvas geohistóricas reflejan la subsidencia total, es decir, la sumatoria de la subsidencia generada por procesos tectónicos y la debida al peso de los sedimentos y de la columna de agua (Figura 5.1).

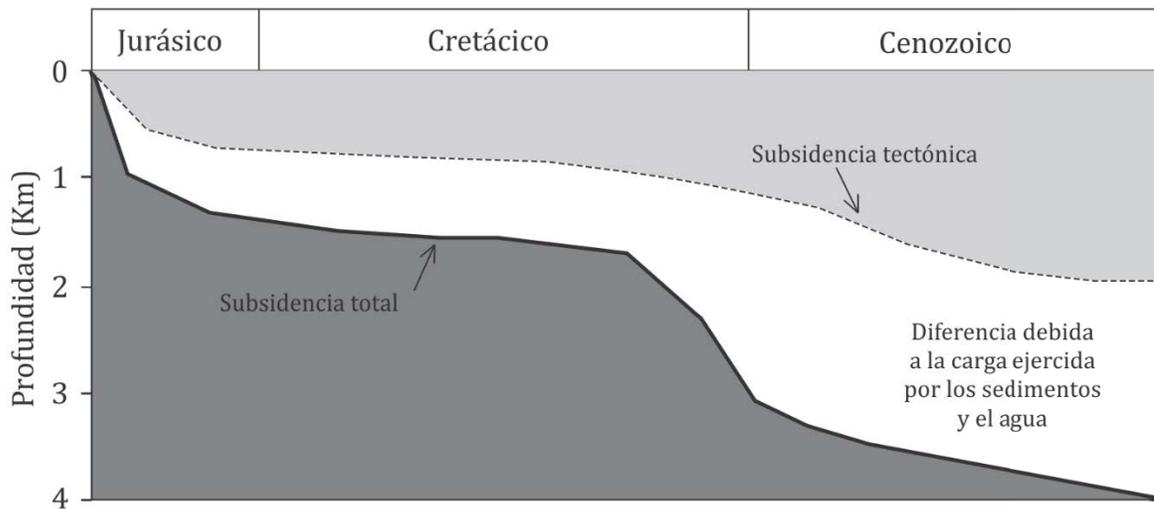


Fig. 5.1. Representación esquemática de una curva de subsidencia total y una curva de subsidencia tectónica. En el eje de las abscisas se representa el tiempo y en el eje de las ordenadas la profundidad del basamento u horizonte estratigráfico de interés.

Backstripping 1D

La técnica denominada *backstripping* (Watts y Ryan, 1976), originalmente propuesta para analizar las espesas secuencias sedimentarias acumuladas en los márgenes pasivos, actualmente es utilizada para el análisis de subsidencia y levantamiento de diferentes tipos de cuencas sedimentarias. Esta técnica se basa en la premisa de que las sucesiones sedimentarias acumuladas dentro de una cuenca registran la evolución de la misma a través del tiempo. El procedimiento consiste en eliminar del registro estratigráfico los efectos de la compactación, batimetría y variaciones eustáticas para determinar la profundidad del basamento en ausencia de la carga generada por los sedimentos y el agua (Ali y Watts, 2009). La técnica de *backstripping* presenta diferentes grados de incertidumbre relacionados con los mecanismos de isostasia, características litológicas y petrofísicas, determinación de la edad de las unidades, batimetría y nivel eustático al momento de la acumulación, y a parámetros teóricos que relacionan la profundidad de soterramiento alcanzada por una unidad estratigráfica con su porosidad. Sin embargo, por medio de la comparación entre curvas de subsidencia obtenidas y curvas de subsidencia teóricas, es posible inferir los mecanismos formadores de una cuenca (Xie y Heller, 2009). Existen diferentes tipos de *backstripping*, dependiendo de las asunciones hechas al momento de remover la carga de agua, de sedimentos o relacionadas a la descompactación. El caso más sencillo asume que las cargas de agua y de sedimentos son localmente compensadas por el desplazamiento de manto astenosférico, y que la porosidad de los sedimentos decrece exponencialmente con la profundidad. Este tipo de *backstripping* se conoce como “*Backstripping* 1D de tipo Airy con reducción exponencial de la porosidad”. Más allá de sus limitaciones, el *backstripping* 1D de tipo Airy es una técnica útil para el cálculo de la subsidencia tectónica local y además permite realizar inferencias acerca de los mecanismos generadores de una cuenca (Cardozo, 2015).

Descompactación

La técnica de *backstripping* corrige el registro estratigráfico removiendo los efectos de las cargas que actuaron sobre las secuencias sedimentarias y restaurando las unidades a su espesor original; por lo tanto, no es posible utilizar los espesores y densidades que las unidades presentan actualmente (Olabode, 2015). Es decir, los espesores actuales no se corresponden con los espesores acumulados originalmente debido a que estos últimos han sido sometidos a procesos postdeposicionales, dentro de los que prima la compactación. La compactación es considerada un mecanismo irreversible donde no existe alteración de los sedimentos por el accionar de procesos diagenéticos. Conforme los sedimentos se depositan y acumulan, aquellas unidades infrayacentes son sometidas a esfuerzos litostáticos cuya magnitud depende de la densidad y espesor de los sedimentos suprayacentes. En cuencas subáqueas, la altura de la columna de agua es otro factor que genera esfuerzos compresivos. El resultado del accionar de estos esfuerzos se traduce en

una reducción del volumen poral en los sedimentos infrayacentes y, consecuentemente, en la disminución de su espesor (Sclater y Christie, 1980). La técnica utilizada para determinar los espesores y densidades de los sedimentos no litificados se conoce como descompactación. Para estimar correctamente el espesor de los depósitos acumulados inicialmente, los espesores actuales deben ser restaurados a su espesor original quitando los efectos producidos por la compactación.

El decrecimiento de la porosidad posee inicialmente un comportamiento lineal con respecto al incremento de la profundidad. Este comportamiento no puede sostenerse indefinidamente dado que, de mantenerse esta tendencia, los sedimentos alcanzarían valores de porosidad de cero e incluso negativos. En realidad, el decrecimiento de la porosidad en función de la profundidad posee un comportamiento exponencial (Figura 5.2), el cual se expresa por medio de la ecuación (Allen y Allen, 2005):

$$\Phi = \Phi_0 e^{-cy}$$

Donde Φ es la porosidad a la profundidad y , Φ_0 es la porosidad superficial y c es el coeficiente de porosidad.

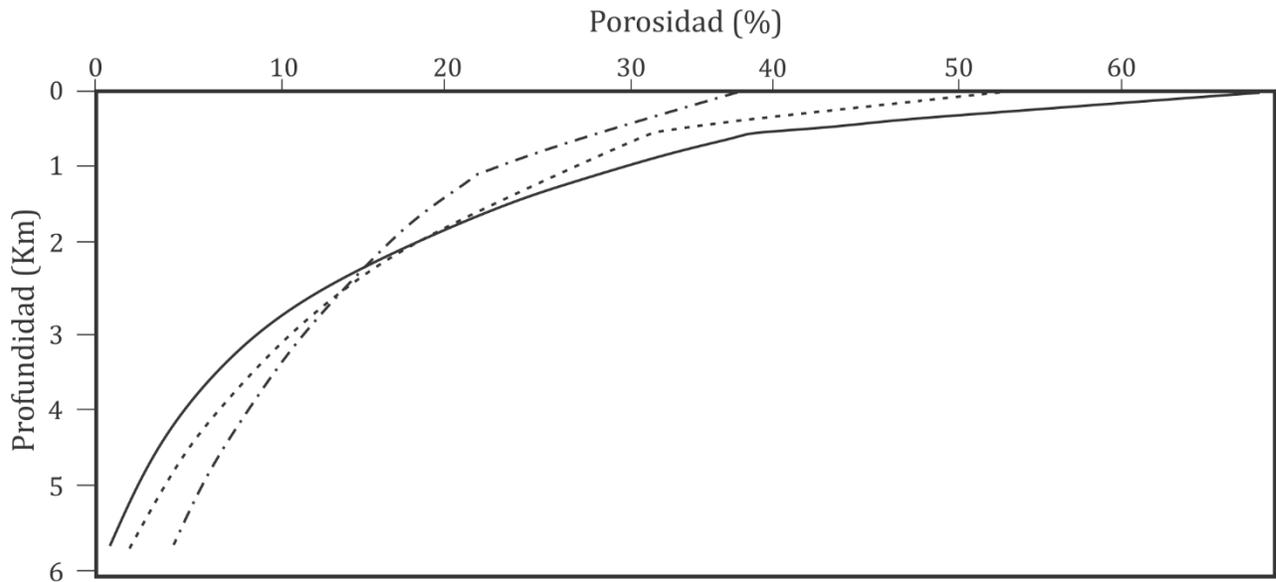


Fig. 5.2. Esquema de la reducción de la porosidad en función de la profundidad representando tres litologías diferentes. Línea continua: arcillas; línea punteada: limos; línea de trazo y punto: arena cuarzosa. Modificado de Bond et al. (1983).

A medida que cada unidad es removida, las unidades infrayacentes recuperan su espesor al momento previo a la acumulación de dicha unidad (Figura 5.3).

La ecuación que rige la descompactación se expresa como:

$$y^2 - y'^1 = y^2 - y^1 - (\Phi_0/c) * \{exp(-cy^1) - exp(-cy^2)\} + (\Phi_0/c) * \{exp(-cy'^1) - exp(-cy'^2)\}$$

Donde y'^1 e y'^2 representan las profundidades de la base y el techo de la unidad antes de la compactación. y^1 e y^2 representan las profundidades actuales de la base y el techo de la unidad.

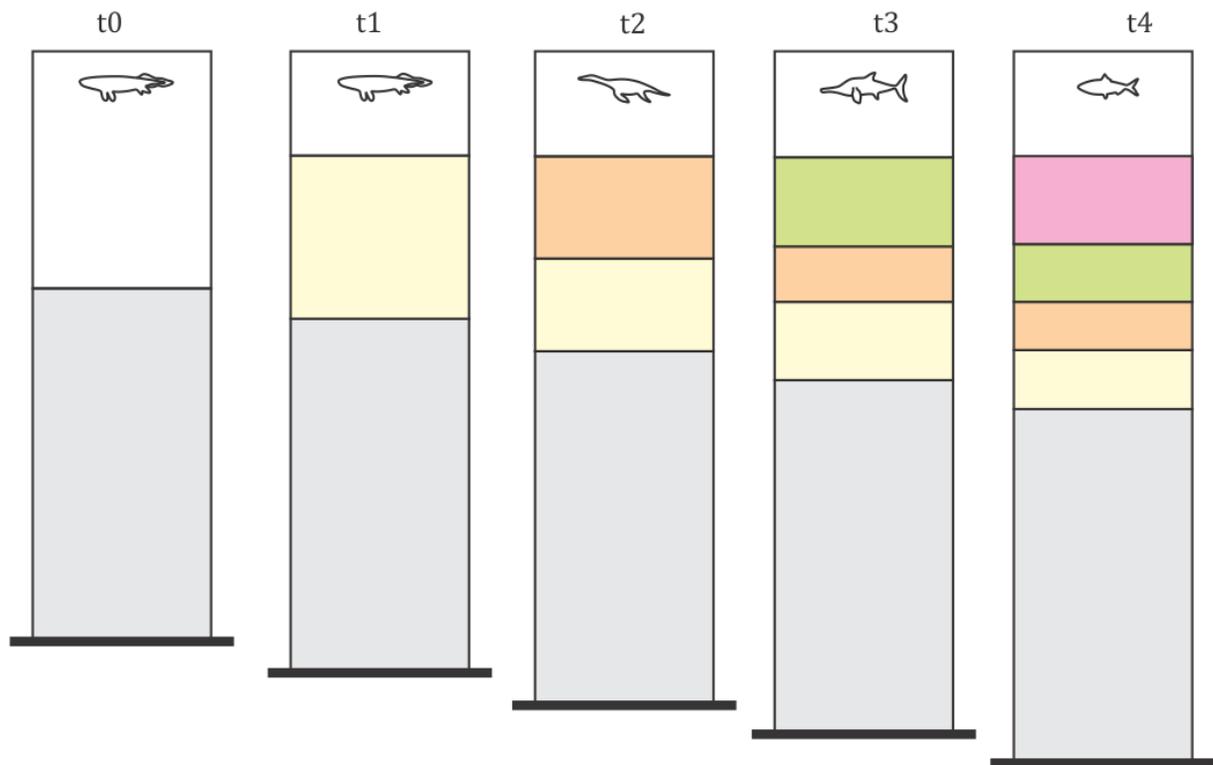


Fig. 5.3. Representación del cambio de espesor en las unidades en función de la profundidad de soterramiento. La descompactación se realiza en sentido inverso al paso del tiempo, para este ejemplo, de t4 a t0.

El parámetro de porosidad presenta un amplio rango de valores (incluso para una misma litología) y es de relevancia primaria en el proceso de descompactación. En este trabajo, los valores utilizados como parámetros de porosidad inicial, densidad y coeficientes de compactación, fueron tomados de la bibliografía clásica (Tabla 5.1)

Tabla 5.1. Valores típicos de porosidad superficial, coeficientes de compactación, y densidades. Tomados de Sclater y Christie (1980) y Sawyer et al. (1982).

Litología	Porosidad superficial (%)	c (Km ⁻¹)	Densidad del sedimento (Kg/m ³)
Arcilla	63	0.51	2720
Arenas	49	0.27	2650
Yeso	70	0.71	2710
Wakes	25.6	0.39	2680
Caliza	45	0.54	2700

Batimetría

Otro factor de corrección para realizar el *backstripping* corresponde a la batimetría, es decir, la profundidad bajo la superficie de un cuerpo de agua, generalmente el mar, a la cual se han depositado los sedimentos. Este es un parámetro que presenta una muy dificultosa cuantificación (Allen y Allen, 2005). Los métodos por los cuales se puede determinar la batimetría corresponden a estudios bioestratigráficos, asociaciones faunales y florísticas, estimaciones en función de las facies, o a través de características geoquímicas. Para profundidades de agua someras, menores a 200 metros, la estimación de la batimetría resulta algo más sencilla y los errores asociados son bajos. Para aguas profundas resulta muy complejo estimar correctamente la batimetría sobre la base de datos bioestratigráficos, dado que las asociaciones fósiles varían poco con el aumento de la profundidad (Holt, 2012). Por tal motivo, el grado de error y la influencia del mismo sobre la geometría de las curvas de subsidencia, es mucho menor cuando se trabaja con unidades acumuladas en aguas someras.

En este trabajo se utilizaron valores de batimetría basados en estudios de microfósiles, cuando estos se encontraban disponibles en los informes de pozo. Para aquellos pozos que no contaban con dicho dato, la batimetría fue estimada en función de las asociaciones de facies descritas para cada unidad formacional en la bibliografía (Tucker y Wright, 1990; Palma et al., 2007; Pazos, 2009; Concheyro et al., 2009; Leanza et al., 2011; Volkheimer et al., 2011; Arregui et al., 2011; Veiga et al., 2011; Carbone et al., 2011; Spalletti et al.,

2011; Spalletti et al., 2012). De esta manera, se asignó una batimetría media estimada a partir de valores mínimos y máximos.

La determinación se dificulta cuando las unidades analizadas presentan considerables variaciones espaciales en dicho parámetro. Este es el caso de los grupos Cuyo y la Formación Lotena en el área de estudio. Si bien el Grupo Cuyo presenta mayormente batimetrías bajas o nulas, en los pozos Bajada del Campo (BjDC x-1), Chihuido Bayo Sur (ChBS x-1), El Chingolo (ECh x-1), La Ramada (LRm x-1) y Loma Pedregosa (LPe x-2) como así también en el ámbito de los afloramientos en la Sierra de Reyes (Spalletti et al., 2012), se observaron facies marinas de plataforma o profundas. Esta misma particularidad se observa para la Formación Lotena, en donde se han descrito tres diferentes miembros para el área de estudio (Veiga et al., 2011) que presentan características de ambientes de acumulación desde continental fluvio-eólico hasta marino abierto. En estos casos, la batimetría media, mínima y máxima fue ajustada para cada pozo o perfil, de modo que representen la batimetría del ambiente de acumulación de una manera más fidedigna. Para las restantes unidades del relleno de *post-rift*, se pudo hacer una generalización de la batimetría para la totalidad del área de estudio.

Los valores de batimetrías utilizados para las diferentes unidades formacionales se resumen en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2. Valores de batimetría utilizados en este trabajo. Ver excepciones*.

Formación/Grupo	Batimetría media (m)	Batimetría mín (m)	Batimetría máx (m)
Formación Agrio (miembro superior)	35	20	50
Formación Agrio (miembro inferior)	35	20	50
Formación Mulichinco	15	0	30
Formación Vaca Muerta/Quintuco	45	20	70
Formación Tordillo	0	0	0
Formación Auquilco	5	0	10
Formación La Manga	10	0	20
Formación Lotena	10	0	20
Grupo Cuyo*	10	0	20
Ciclo Precuyano	0	0	0

Grupo Cuyo*: se asume una batimetría media de 10 m salvo para los pozos Bajada del Campo (BjDC x-1), Chihuido Bayo Sur (ChBS x-1), El Chingolo (ECh x-1), La Ramada (LRm x-1) y Loma Pedregosa (LPe x-2) y el ámbito de la Sierra de Reyes donde se asignó una batimetría media de 40 m.

Edad de las unidades estratigráficas del *post-rift*

La edad que se le asigne a cada unidad en la operación de *backstripping* condicionará la morfología de las curvas de subsidencia. Esto se debe a que, más allá de que la técnica no involucre a la edad como un término de la ecuación, al momento de volcar los puntos en un gráfico de *Subsidencia vs. Tiempo*, la coordenada de dichos puntos queda determinada por la edad. Es decir, los errores en la edad de cada unidad pueden modificar la pendiente de la curva y por lo tanto conducir, eventualmente, a interpretaciones erróneas sobre la historia de subsidencia de la cuenca.

La determinación de la edad de las formaciones en la Cuenca Neuquina tuvo sus inicios a principios del siglo XX con los trabajos de Roth (1902), Burckhardt (1903), Windhausen (1914, 1931), Groeber (1918), Keidel (1925) y Weaver (1927, 1931, 1942) entre otros. Con ellos comenzó el ordenamiento de las secuencias jurásicas y cretácicas de la cuenca, basándose en su contenido fosilífero y relaciones estratigráficas (Ramos y Leanza, 2011). Pasada la primera mitad del siglo XX, las técnicas de datación radiométricas posibilitaron la obtención de la edad en aquellas formaciones carentes de contenido fósil. De este modo, se inició el ajuste de las edades conforme se avanzaba en el conocimiento de los métodos radiométricos y las técnicas de datación. Para aquellas unidades del relleno de *post-rift* de la Cuenca Neuquina depositadas en ambientes marinos y que poseen un abundante contenido fosilífero, su edad ha sido determinada con relativa facilidad a partir de dichas asociaciones faunísticas. Contrariamente para las unidades volcánicas, volcanoclásticas, continentales o de ambientes hipersalinos (como, por ejemplo, las sedimentitas del Ciclo Precuyano, la Formación Auquilco o la Formación Tordillo), la determinación de la edad se ha visto dificultada precisamente por su carencia de contenido fósil o por la presencia de asociaciones fósiles poco precisas. Para estas unidades se han propuesto diferentes edades desde su definición, e incluso han sido asignadas y relocalizadas en diferentes grupos formacionales. Parte de esta problemática ha sido resuelta mediante la utilización de métodos radiométricos absolutos o relativos y, en otros casos, como en el de la Formación Auquilco, sencillamente se mantiene la incertidumbre asignándole una edad según su posición estratigráfica.

Las edades asignadas a las unidades formacionales en este trabajo, consisten de aproximaciones realizadas sobre la base de información proveniente de la recopilación bibliográfica (Franzese y Spalletti, 2001; Schwarz, 2003; Aguirre Urreta et al., 2008; Palma y Kietzmann 2008; Schiuma y Llambías, 2008; Kamo y Riccardi, 2009; Spalletti et al., 2010a; Arregui et al., 2011; Leanza et al., 2011; Spalletti et al. 2011; Naipauer, 2012, 2015; entre otros) y se resumen en la [Tabla 5.3](#).

Tabla 5.3. Edades asignadas al tope y base de cada unidad formacional del *post-rift* de la Cuenca Neuquina.

Grupo/Formación	Intervalo	Edad (Ma)	
		Base	Techo
Agrio Superior	Valanginiano Tardío/Hauteriviano Temprano alto	132.5	128.5
Agrio Inferior	Hauteriviano Tardío/Barremiano Temprano	137.5	134
Mulichinco/Chachao	Valanginiano Temprano/Tardío	139.5	137.5
Vaca Muerta/Quintuco	Tithoniano Temprano Tardío/Valanginiano Temprano	144	139.5
Tordillo	Kimmerdigiano? Tithoniano	153	144
Auquilco	Oxfordiano Tardío	157	153
La Manga	Oxfordiano Temprano a Medio	159	157
Lotena	Calloviano Medio	164.6	159
Cuyo	Hettangiano-Sinemuriano/Calloviano Medio	190	164.6
Precuyano	Triásico Superior/Hettangiano-Sinemuriano	200	190

Variaciones eustáticas

Este parámetro permite corregir los efectos de las variaciones en el nivel del mar a través del tiempo, tomando como valor de referencia o *datum* el nivel medio del mar actual. Su importancia radica en que las variaciones del mismo afectan la batimetría y la carga ejercida sobre el basamento (Allen y Allen, 2005). Es decir, el ascenso del nivel medio del mar genera un aumento en la batimetría en un determinado punto, pero también genera el incremento de la carga sobre el basamento en dicho punto. Las causas más aceptadas como responsables de las variaciones del nivel del mar son la expansión y contracción de los glaciares y la tasa de generación de fondo oceánico (Donovan y Jones, 1979). Las variaciones del nivel del mar se representan en gráficas denominadas curvas eustáticas, para las cuales existen diversos modelos como son las propuestas por Haq et al. (1987), Kominz, et al. (1998) y Miller et al. (2005) entre otros. En este trabajo se consideró la utilización de la curva eustática de Haq et al. (1987) (Figura 5.4).

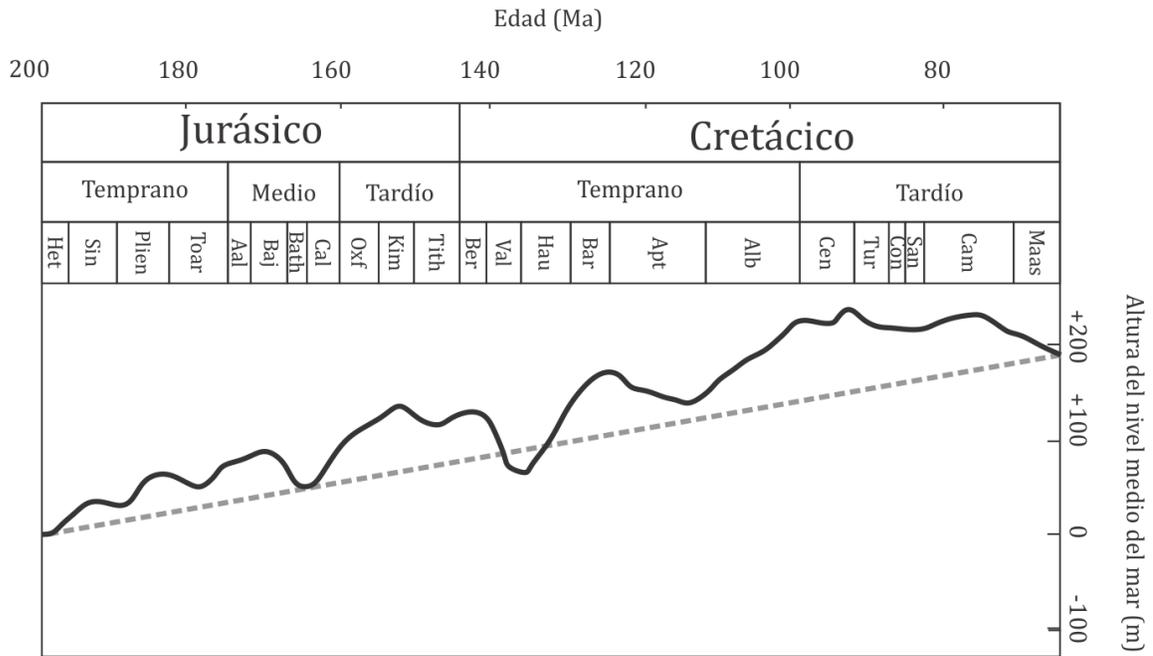


Fig. 5.4. Curva de variación eustáticas. Tomada de Haq et al. (1987).

Los valores de nivel eustático extraídos de la gráfica para este trabajo se resumen en la [Tabla 5.4](#).

Tabla 5.4. Valores de nivel eustático para cada unidad formacional del *post-rift* de la Cuenca Neuquina.

Formación/Grupo	Edad (Ma) Techo	Nivel Eustático (m) (Techo)
Formación Agrio (miembro superior)	128.5	+140
Formación Agrio (miembro inferior)	134	+100
Formación Mulichinco	137.5	+70
Formación Vaca Muerta	139.5	+100
Formación Tordillo	144	+130
Formación Auquilco	155.6	+135
Formación La Manga	157	+100
Formación Lotena	160	+90
Grupo Cuyo	164.6	+55
Ciclo Precuyano	191	+30

La obtención de valores de variación del nivel eustático a través del tiempo a partir de las curvas eustáticas no es un procedimiento fiable y actualmente no existe consenso acerca de su validez. No solo los ascensos y descensos eustáticos absolutos o el volumen de las cuencas oceánicas son los que determinan la altura del nivel del mar, sino que también actúan factores tectónicos locales, como ser el efecto del rebote isostático, que condicionan la posición de la línea de costa (Kominz, 2001). De esta manera, y a pesar de que las estimaciones realizadas a gran escala temporal poseen una mayor probabilidad de representar la realidad (Watts, 2001), las variaciones eustáticas presentan marcadas fluctuaciones de carácter local y su utilización puede introducir un error considerable en el análisis geohistórico. A su vez, parte del relleno de la etapa de *post-rift* de la Cuenca Neuquina en el área de estudio está representado por depósitos continentales. Esto imposibilita la determinación del parámetro eustático dado que no es posible establecer la altura con respecto al nivel del mar a la que dichas unidades continentales fueron acumuladas. Por lo expuesto, en este trabajo se resolvió no aplicar la corrección de variación de nivel eustático. Cabe señalar que, a modo de comprobación, se confeccionaron curvas de subsidencia tectónica por *backstripping* 1D sobre las que se aplicó el parámetro de corrección eustática. Las mismas no mostraron diferencias sustanciales geométricas ni de magnitud en comparación con aquellas obtenidas sin contemplar la corrección eustática.

Las curvas de subsidencia tectónica en el área de estudio

Actualmente existe escasez de información publicada sobre el análisis de la subsidencia para la Cuenca Neuquina y dichos estudios han sido llevados a cabo en diferentes sectores de la cuenca y por diferentes autores (Maceda y Figueroa, 1995; Brisson, 2010; Horton y Fuentes, 2016). En los mencionados trabajos (Figura 5.5, 5.6 y 5.7), se ha efectuado la determinación de la subsidencia total o de la subsidencia tectónica contemplado la totalidad del relleno de la Cuenca Neuquina y para los diferentes estadios de evolución tectónica de la misma (*syn-rift*, *post-rift* y antepaís).

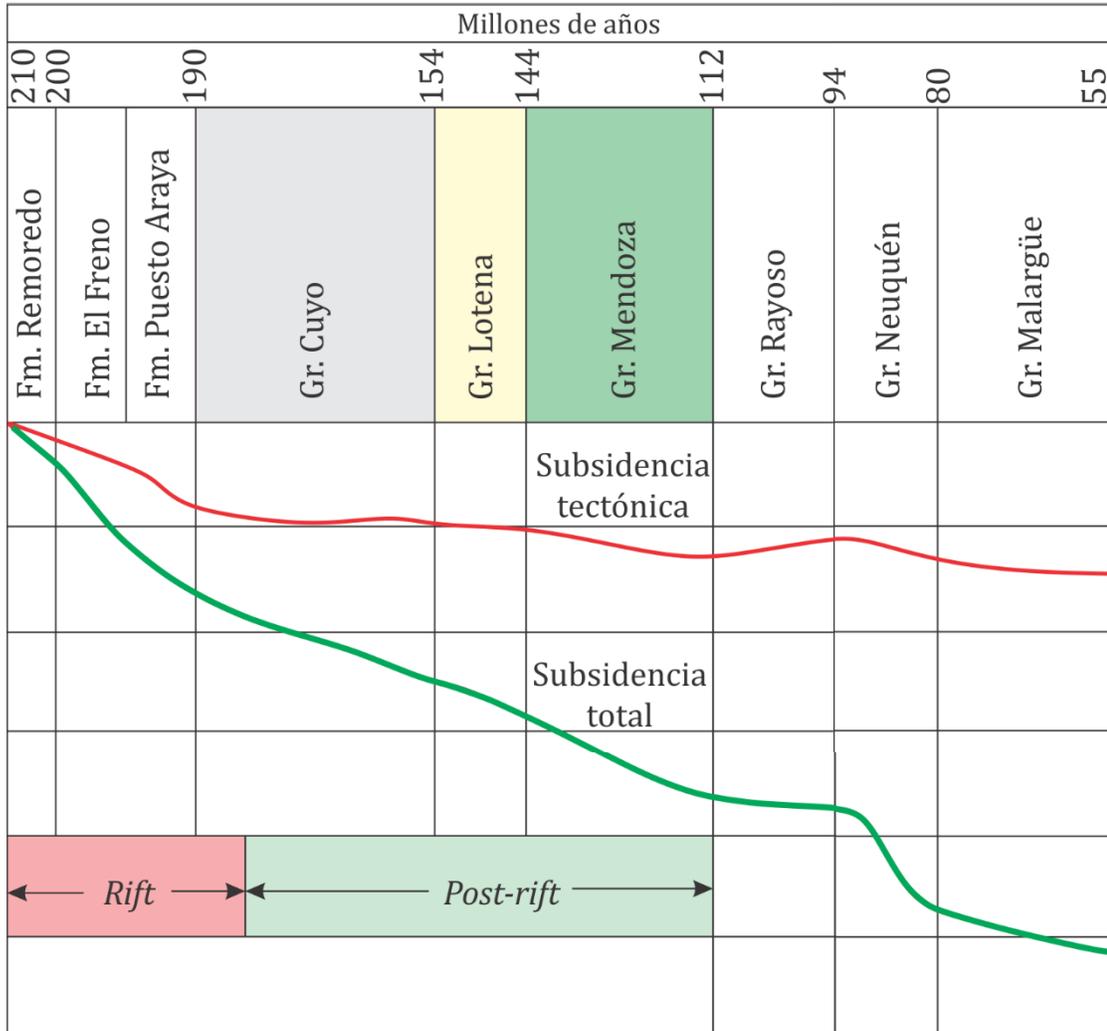


Fig. 5.5. Curvas de subsidencia total y tectónica de la Cuenca Neuquina para el área de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Maceda y Figueroa, 1995).

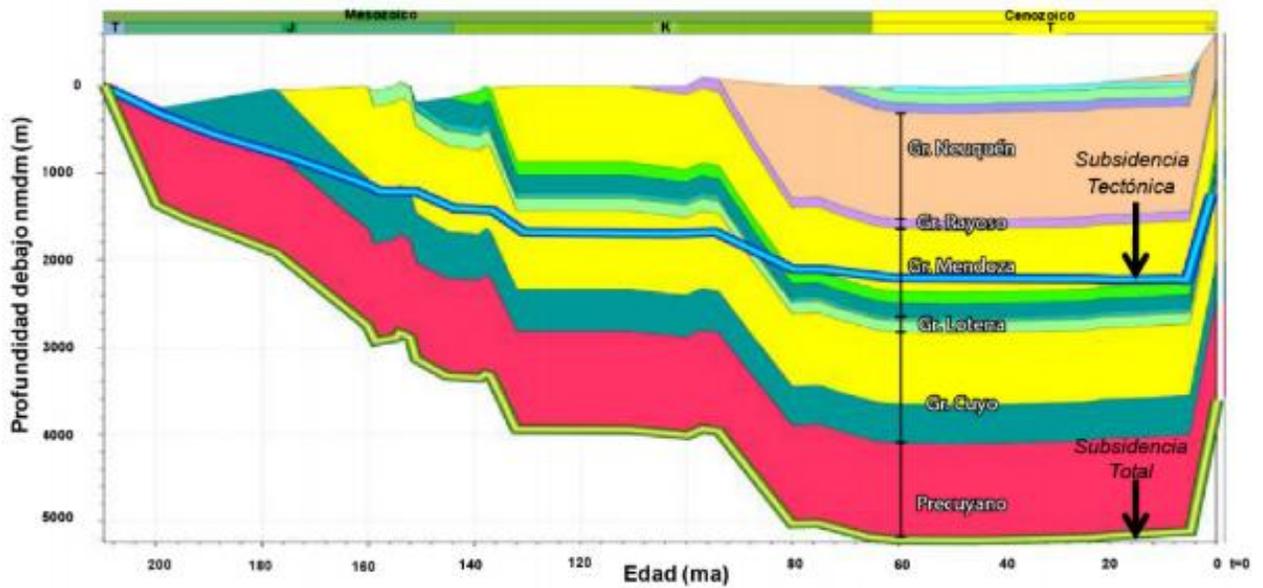


Fig. 5.6. Curvas de subsidencia total y tectónica de la Cuenca Neuquina para el área de la Dorsal de Huincul (Brisson, 2010).

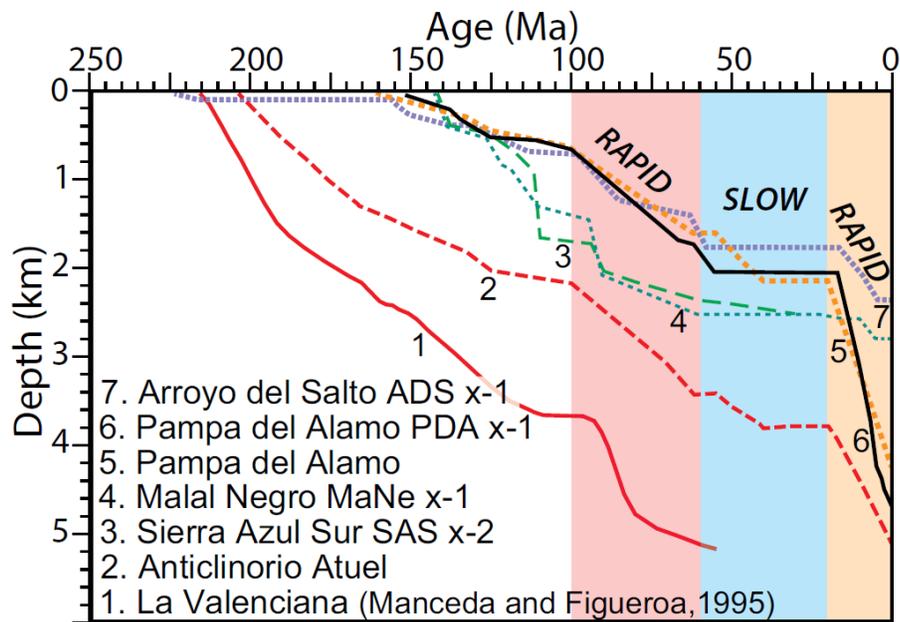


Fig. 5.7. Curvas de subsidencia total de la Cuenca Neuquina para el área de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Horton y Fuentes, 2016).

En este trabajo, la técnica de *backstripping* 1D fue aplicada en 36 pozos de exploración provistos por la empresa YPF S.A. para el área de estudio, como así también en los perfiles relevados durante las tareas de campo. La ubicación de dichos pozos y perfiles puede observarse en la [Figura 5.8](#).

Las curvas de subsidencia tectónica resultantes del *backstripping* 1D realizado en los 36 pozos y perfiles involucrados en este trabajo, se presentan en las [Figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12, 5.13 y 5.14](#).

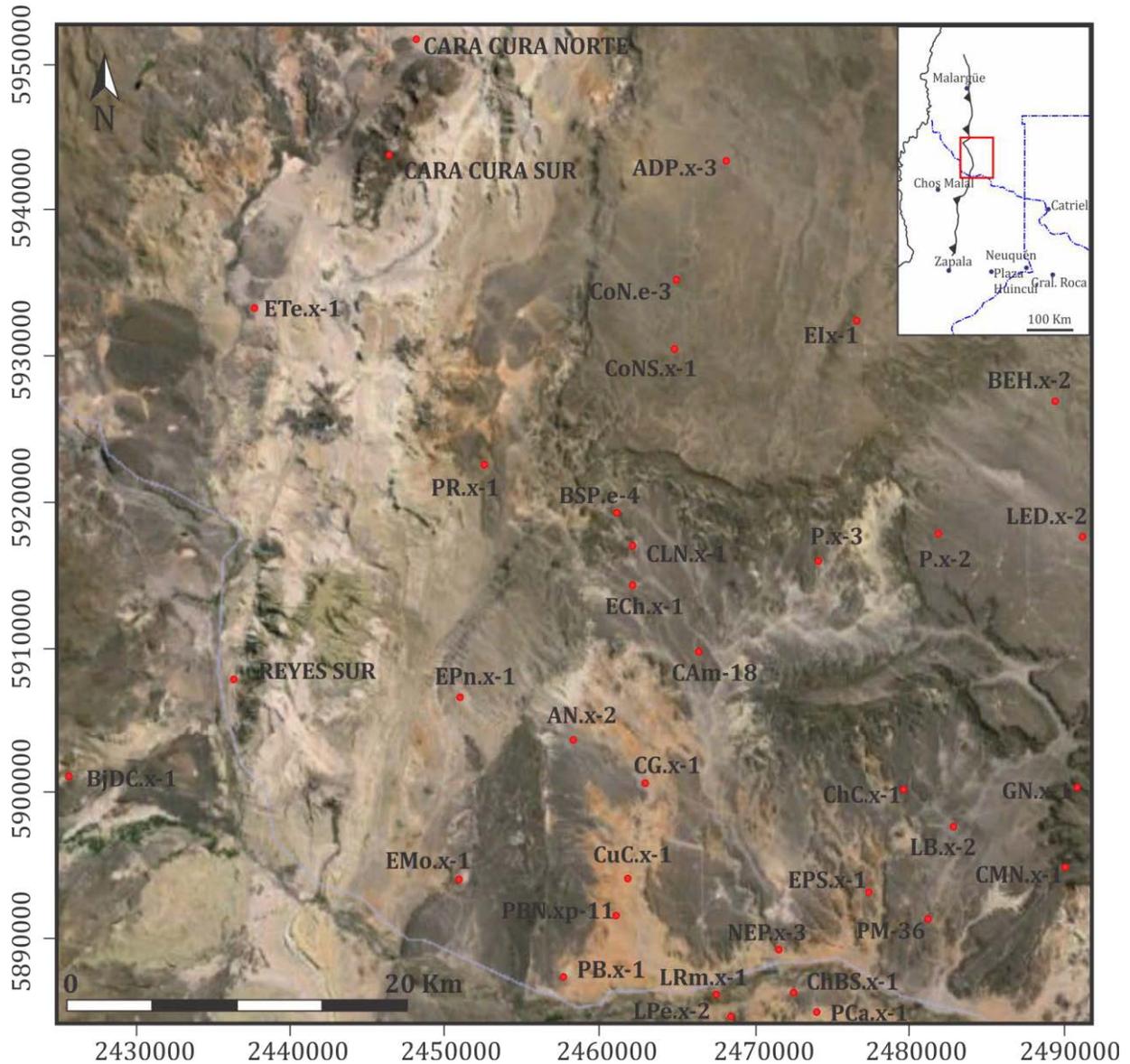


Fig. 5.8. Mapa de ubicación de los pozos y perfiles utilizados para obtener las curvas de subsidencia tectónica por medio de la técnica de *backstripping* 1D.

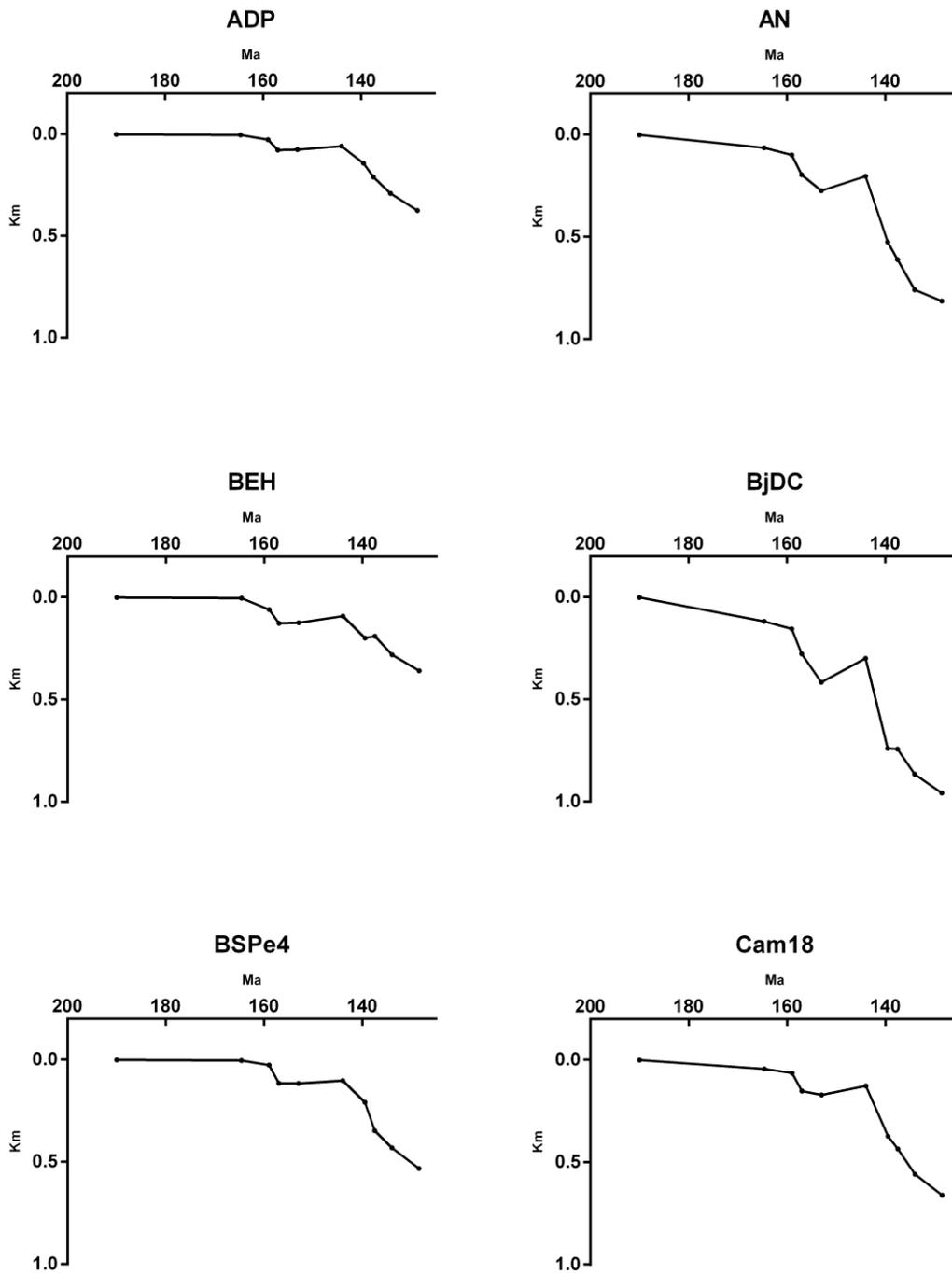


Fig. 5.9. Curvas de subsidencia tectónica para los pozos ADP, AN, BEH, BjDC, BSPe4 y Cam 18.

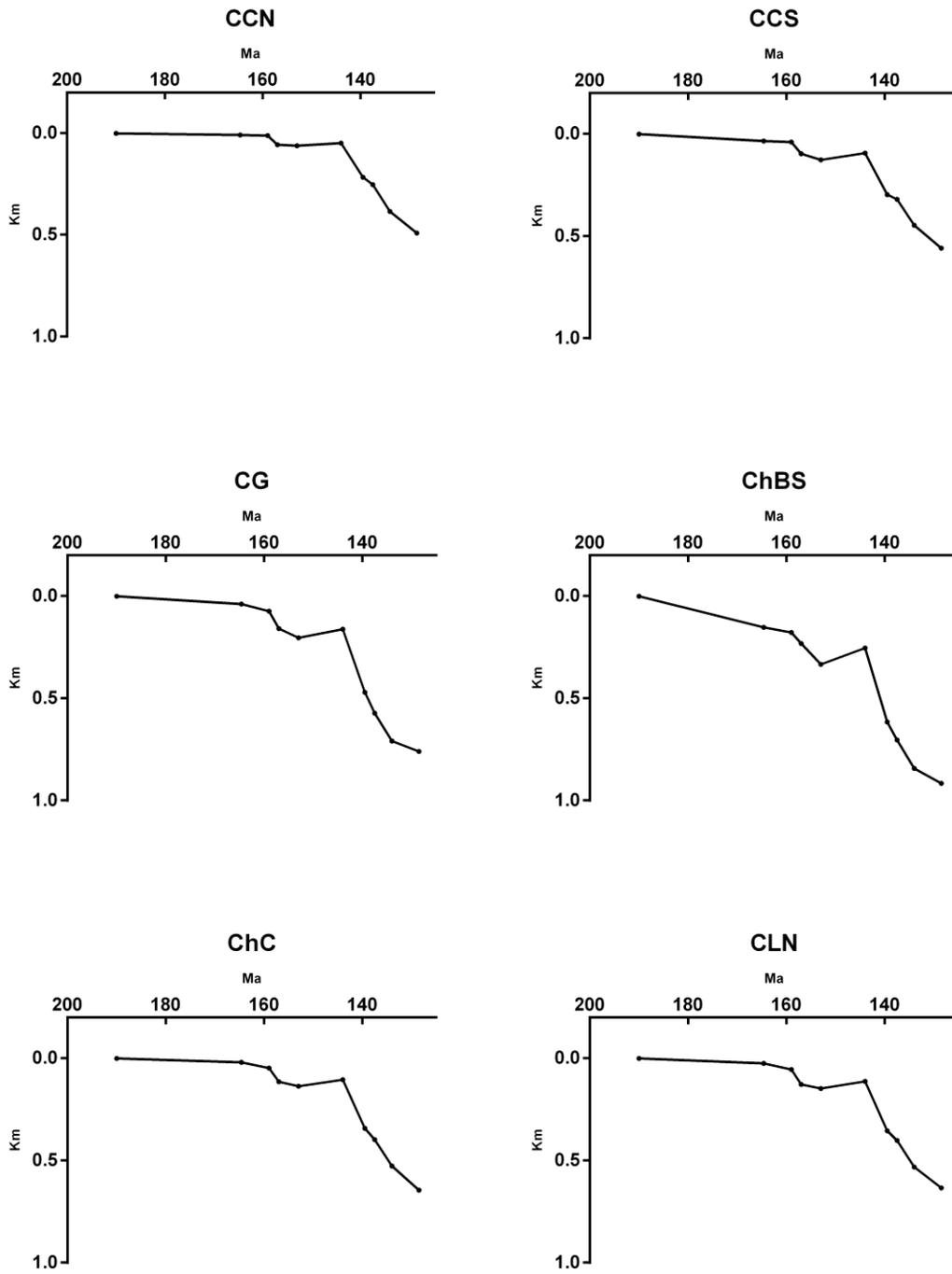


Fig. 5.10. Curvas de subsidencia tectónica para los pozos CCN, CCS, CG, ChBS, ChC y CLN.

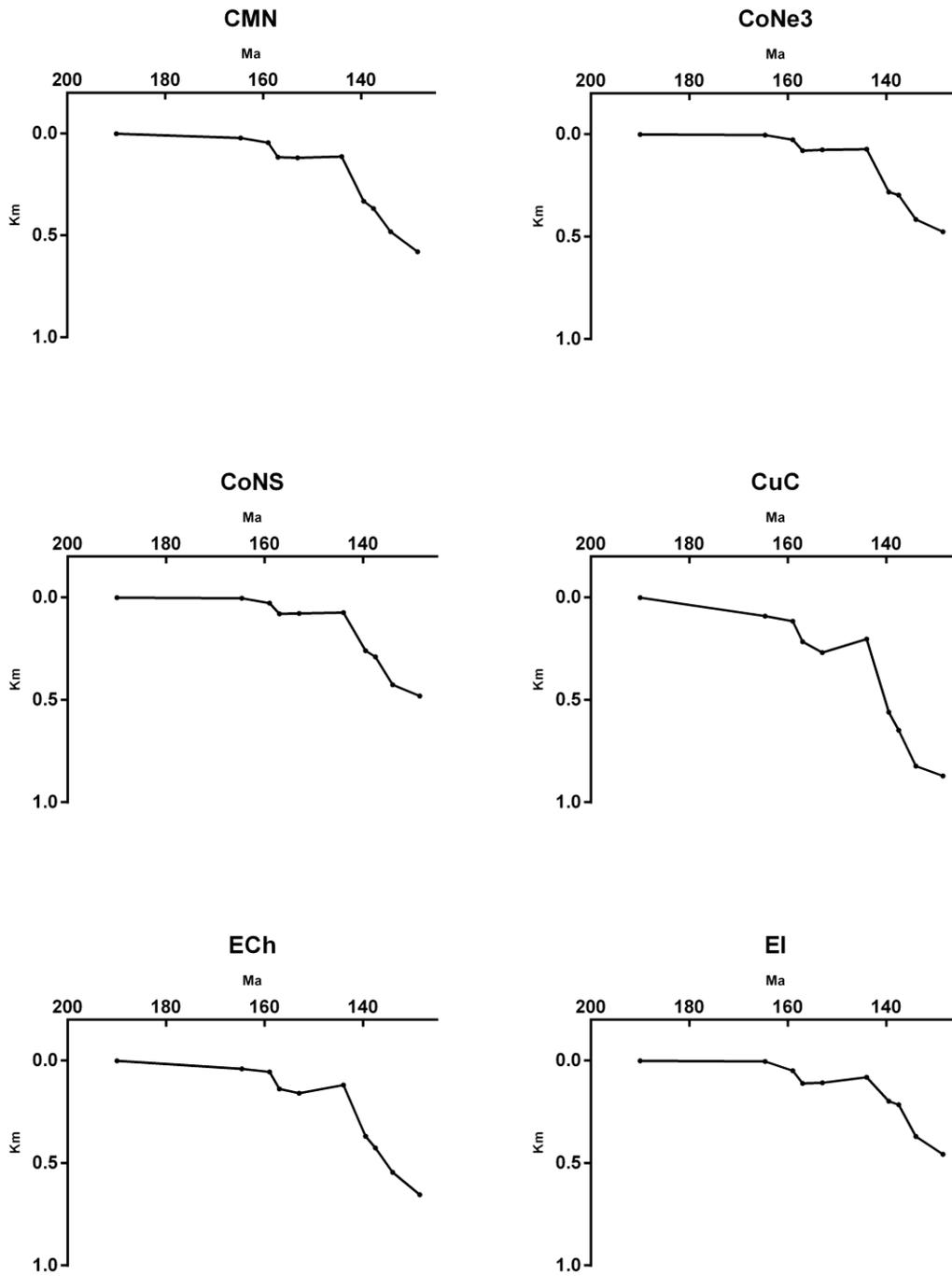


Fig. 5.11. Curvas de subsidencia tectónica para los pozos CoMN, CoNe3, CoNS, CuC, ECh y EI.

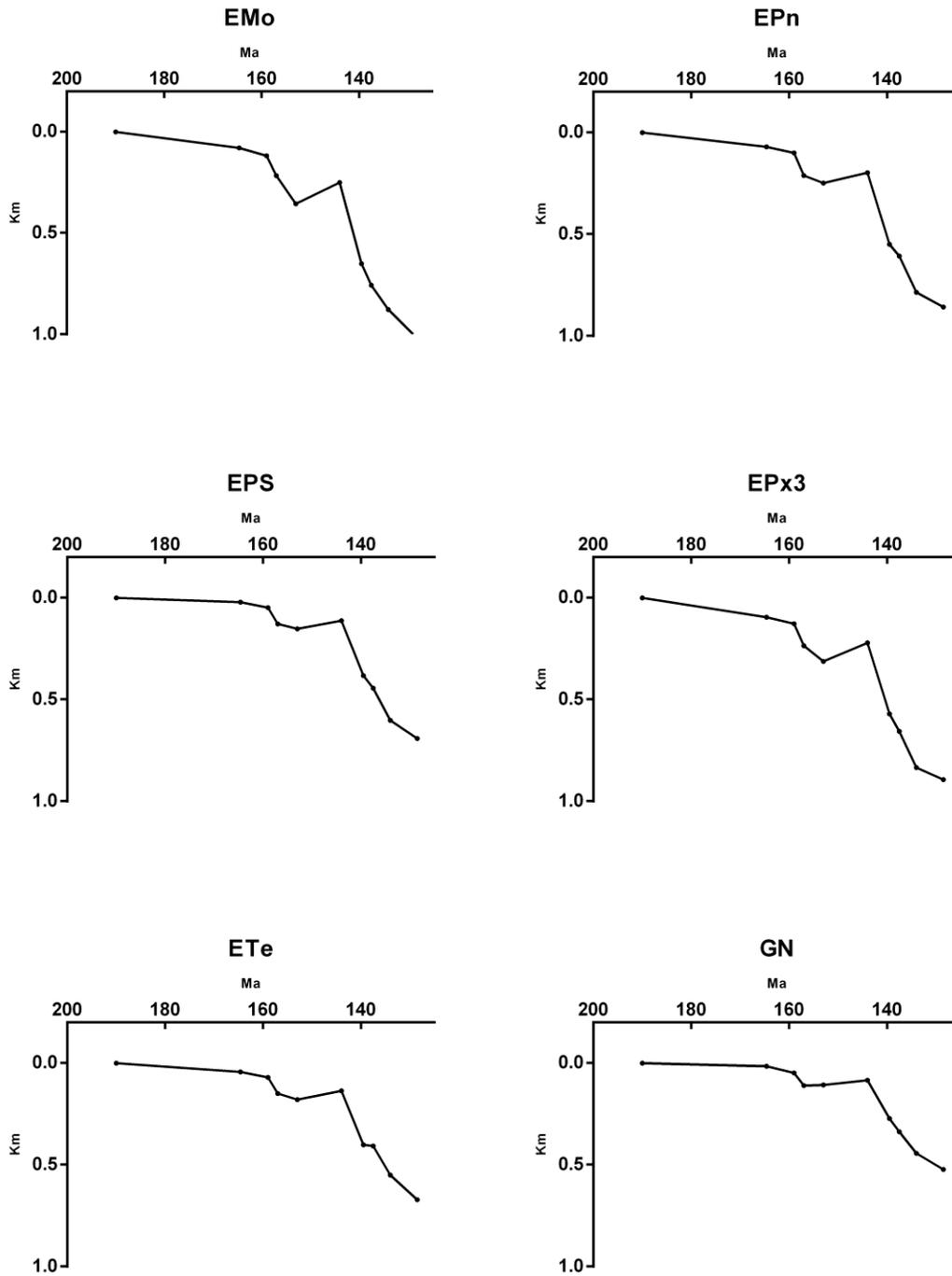


Fig. 5.12. Curvas de subsidencia tectónica para los pozos EMO, EPn, EPS, EPx3, ETe y GN.

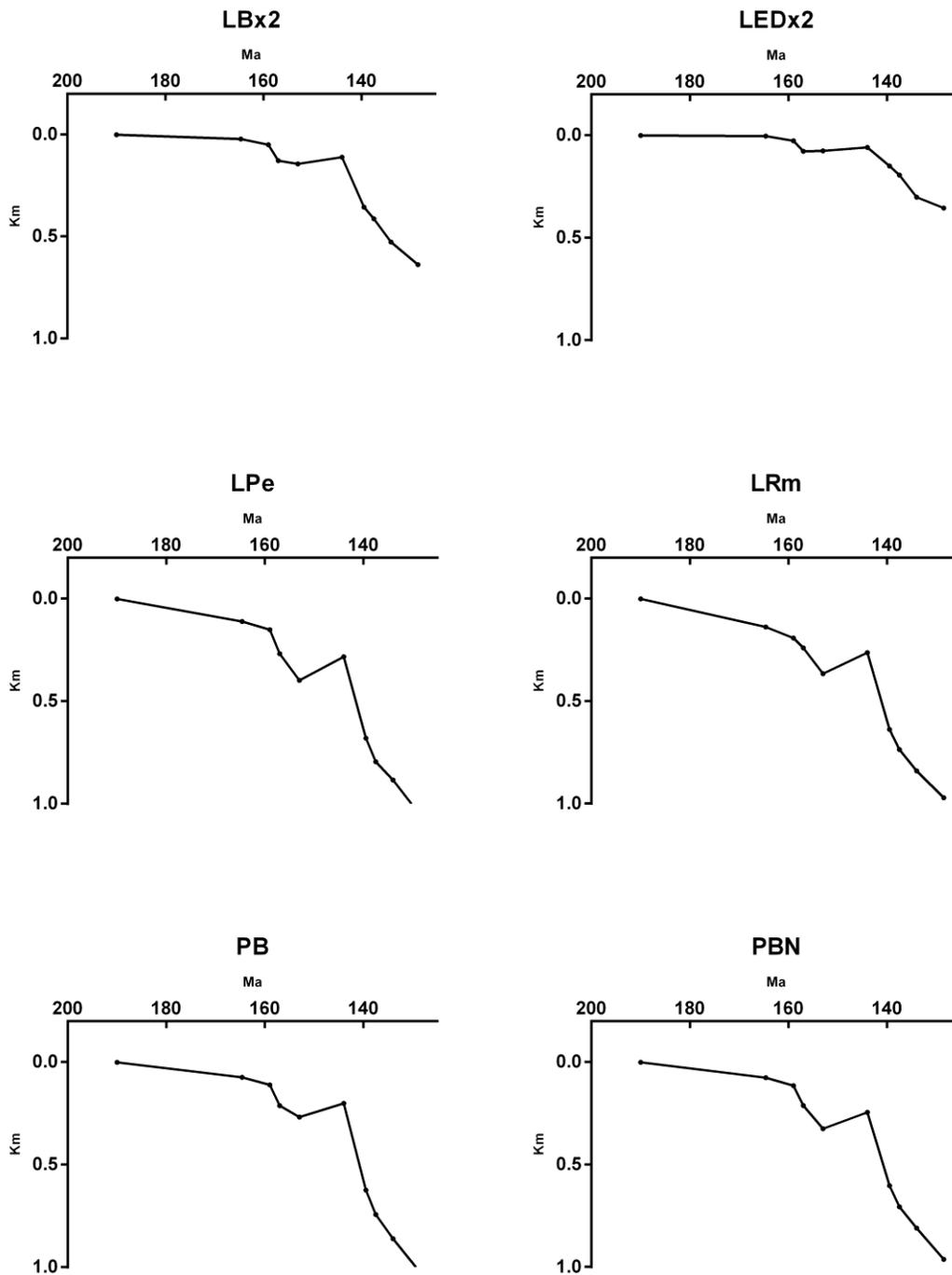


Fig. 5.13. Curvas de subsidencia tectónica para los pozos LBx-2, LEDx-2, LPe, LRm, PB y PBN.

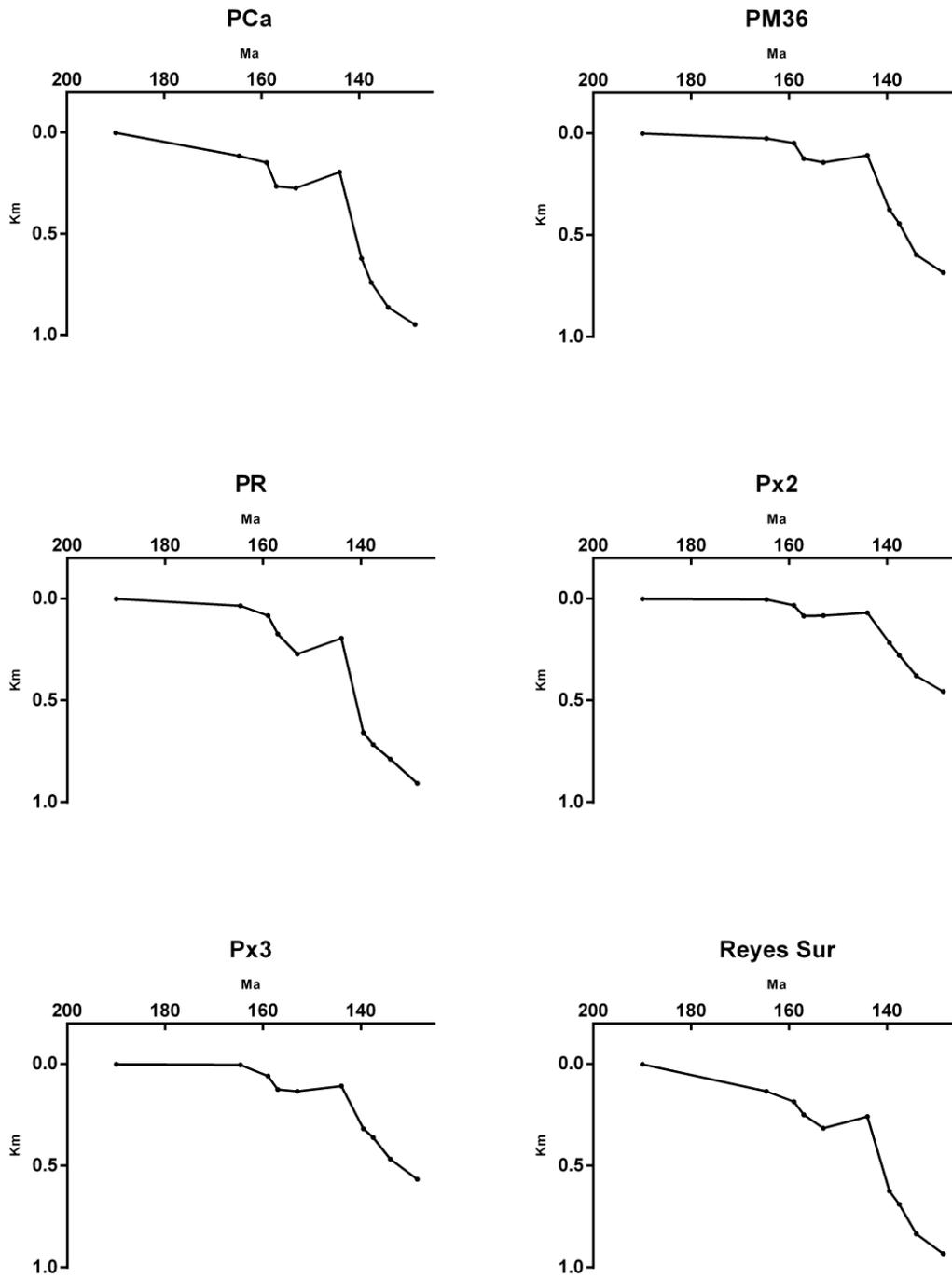


Fig. 5.14. Curvas de subsidencia tectónica para los pozos PCa, PM36, PR, Px-2, Px-3 y Reyes Sur.

Backstripping 2D

En la sección anterior se construyeron las curvas de subsidencia tectónica para el período de *post-rift* de la Cuenca Neuquina en el área de estudio, las cuales se llevaron a cabo mediante la técnica denominada *backstripping* 1D o Airy. Dicha técnica asume que la compensación isostática de la litósfera es de carácter local y, por lo tanto, que la magnitud de la subsidencia tectónica calculada en un sector determinado no guarda ninguna relación con aquellas obtenidas en sectores próximos, ya que no considera la resistencia flexural de la litósfera (Roberts et al., 1998). Es decir, desestima la resistencia lateral a la flexión que presenta la litósfera (cuando es modelada como una viga elástica teórica) al ser sometida a una carga. Por el contrario, la técnica denominada *backstripping* 2D o flexural asume que la litósfera posee una resistencia inherente, aunque de magnitud variable, condicionada por el parámetro conocido como espesor elástico (T_e), provocando que las cargas sean lateralmente distribuidas hasta una determinada distancia de influencia (Stüwe, 2007). Dado que la litósfera posee una resistencia y rigidez inherente, los cambios debidos a la contracción, extensión o erosión no son compensados localmente, sino que lo hacen de forma regional y la longitud en la cual lo hacen queda determinada por las propiedades flexurales de la litósfera (Watts, 2001). Así, la historia de subsidencia, carga y relleno de una cuenca puede ser modelada por la descompactación y *backstripping* secuencial 2D de secciones geológicas balanceadas (Watts et al., 1982). Los resultados del *backstripping* 1D y 2D suelen diferir. Sin embargo, bajo ciertas circunstancias, los resultados del *backstripping* 1D pueden ser similares a los obtenidos por medio del *backstripping* 2D (Roberts et al., 1998).

Además de la información necesaria para realizar el *backstripping* 1D, el *backstripping* 2D requiere contar con el valor del espesor elástico de la litósfera al momento de la acumulación. Por lo tanto, fue necesaria la construcción de un modelo estructural - estratigráfico 3D del área de estudio a partir del cual pudiesen obtenerse secciones estructurales - estratigráficas sobre las cuales realizar las determinaciones de espesor elástico. Como se detalló en el Capítulo 3 (Metodología), el modelo 3D fue construido con el programa de modelado geológico MOVE® de la empresa Midland Valley, a partir de los datos de espesores formacionales utilizados en la realización del *backstripping* 1D, modelos estructurales - estratigráficos de las estructuras aflorantes, modelos digitales de elevación (DEM), líneas sísmicas 2D, información litológica provenientes de la descripción de fragmentos rocosos de perforación o *cutting* y perfiles estratigráficos de campo. Del modelo resultante se extrajeron 5 secciones estructurales - estratigráficas que fueron utilizadas para inferir el valor de espesor elástico durante el estadio de *post-rift*. La ubicación de dichas secciones estructurales - estratigráficas analizadas puede observarse en la Figura 5.15.

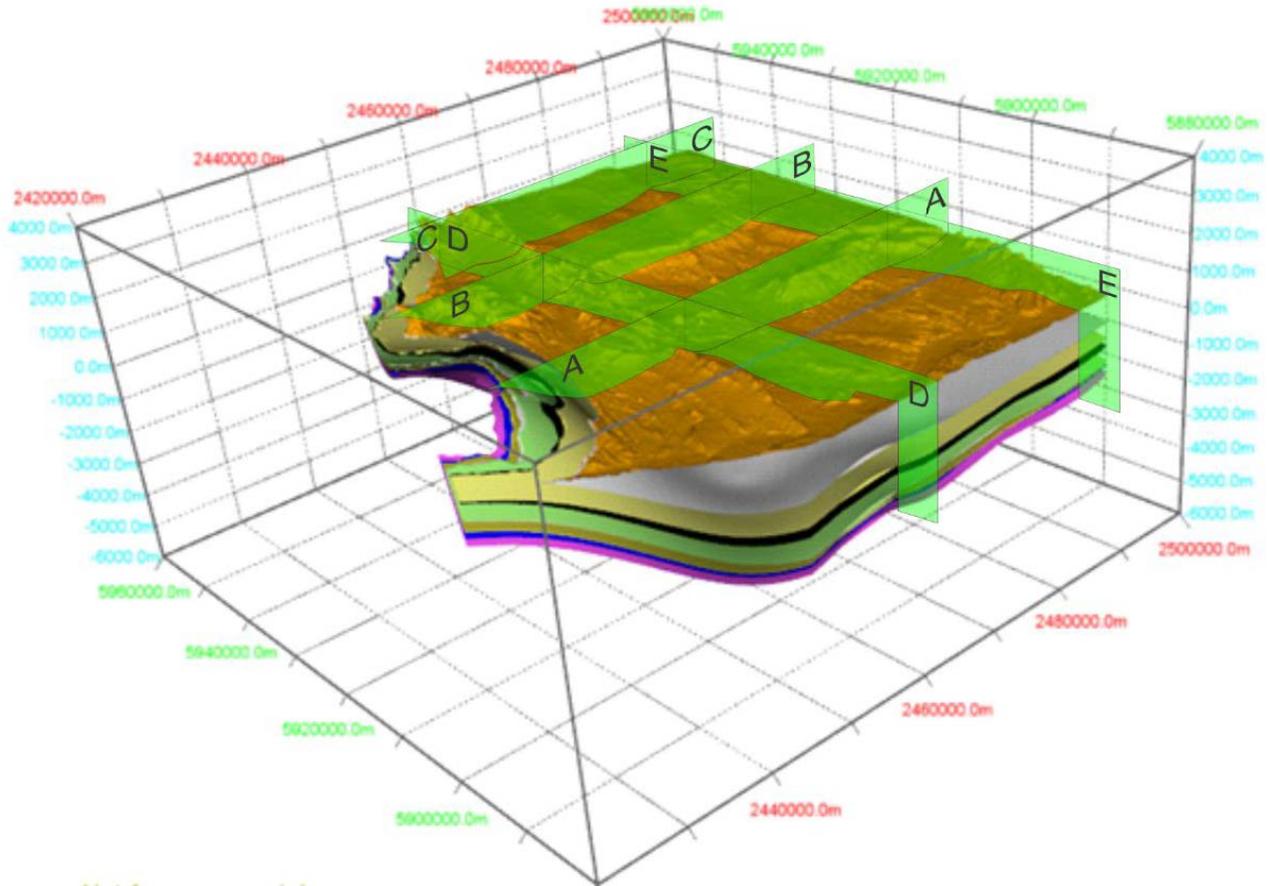


Fig. 5.15. Modelo geológico para el área de estudio. En verde pueden observarse las secciones estructurales – estratigráficas sobre las que se realizó la determinación del espesor elástico (T_e).

Determinación del espesor elástico

El espesor elástico de la litósfera se refiere al espesor de una capa elástica ideal que respondería a las cargas de la misma manera en que lo haría una placa litosférica homogénea (Forsyth, 1985). El significado y la importancia del espesor elástico en litósferas continentales son aún un tanto enigmáticos, ya que las estimaciones y las variaciones de este parámetro poseen poca relación con límites específicos geológicos o físicos (Burov y Diament, 1995).

Como fue introducido en el Capítulo 3 (Metodología), el procedimiento utilizado para determinar el valor del espesor elástico litosférico en el área de estudio durante la etapa de *post-rift* consistió en obtener reconstrucciones consistentes de secciones geológicas 2D por medio de la restauración flexural. Para ello se configuraron diferentes parámetros litológicos y litosféricos (Tabla 5.5) y, de manera iterativa, se modificó el parámetro de espesor elástico hasta observar que, frente al retiro de la carga ejercida por una

unidad estratigráfica suprayacente, la sección fuera restaurada al nivel donde debería haberse encontrado previamente a la acumulación de la unidad removida (Figura 5.16).

Tabla 5.5. Parámetros requeridos para la estimación del espesor elástico por medio de la restauración flexural de secciones estructurales-estratigráficas.

Parámetro	Valor
Porosidad inicial	0.25 - 0.7 (en función de la litología de la unidad)
Coefficiente de compactación	0.27 - 0.71 Km ⁻¹ (en función de la litología de la unidad)
Densidad de sedimento	2650 - 2720 Kg/m ³ (en función de la litología de la unidad)
Tipo de isostasia	Flexural
Tipo de cuenca	Marino o Continental
Densidad del manto	3300 Kg/m ³
Espesor elástico	Variable
Módulo de Young	70000 MPa

Las determinaciones de espesor elástico realizadas sobre las secciones estructurales - estratigráficas obtenidas a partir del modelo geológico 3D construido para el área de estudio, demostraron que las mejores restauraciones fueron logradas utilizando un espesor elástico de 5 kilómetros. Valores superiores produjeron que las secciones se situasen muy por debajo del nivel de referencia mientras que valores menores provocaron que las secciones sobrepasasen significativamente dicho nivel (Figura 5.17).

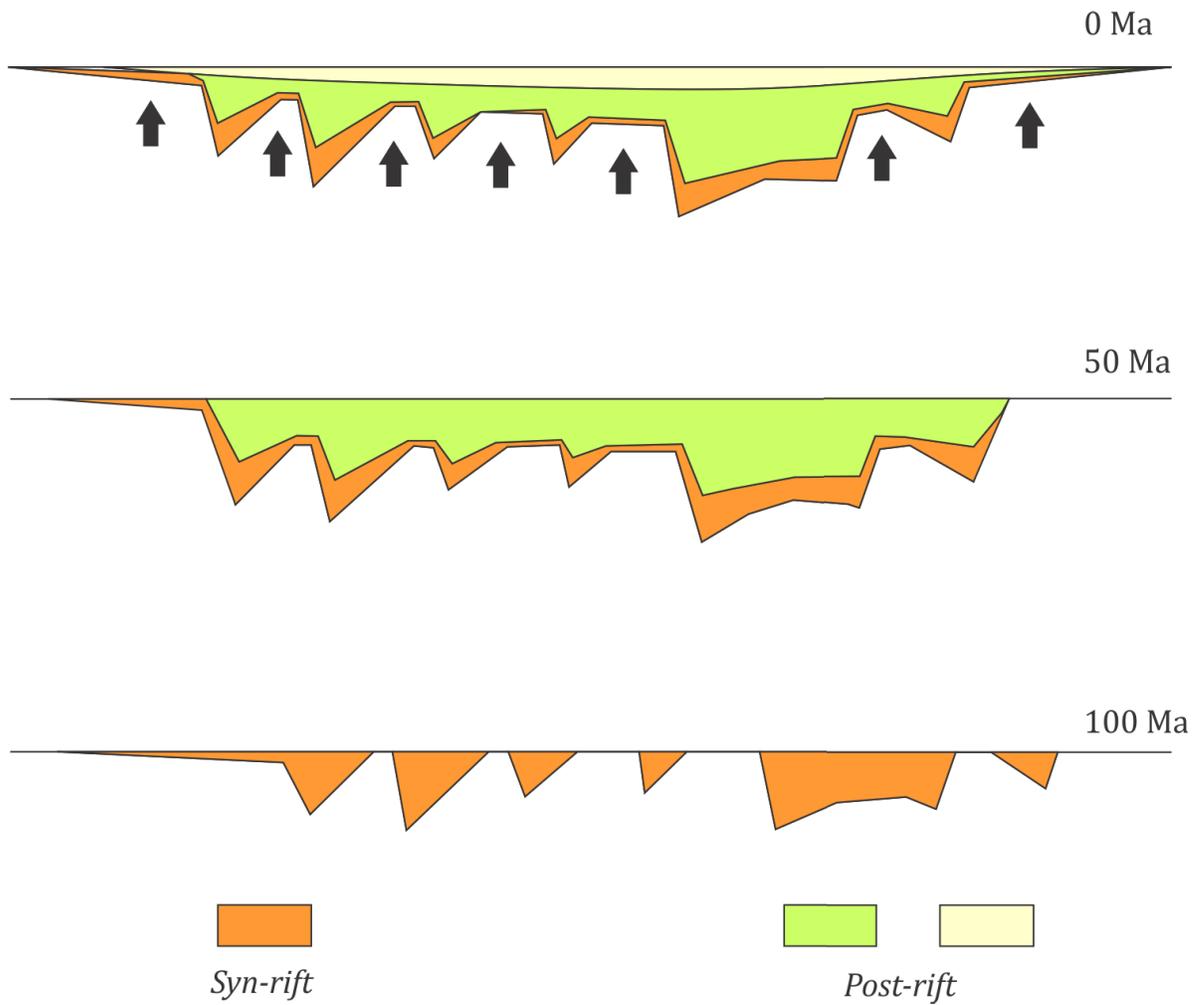


Fig. 5.16. Esquema del procedimiento de restauración flexural de una sección utilizando un espesor elástico consistente. Modificado de [Roberts et al. \(1998\)](#).

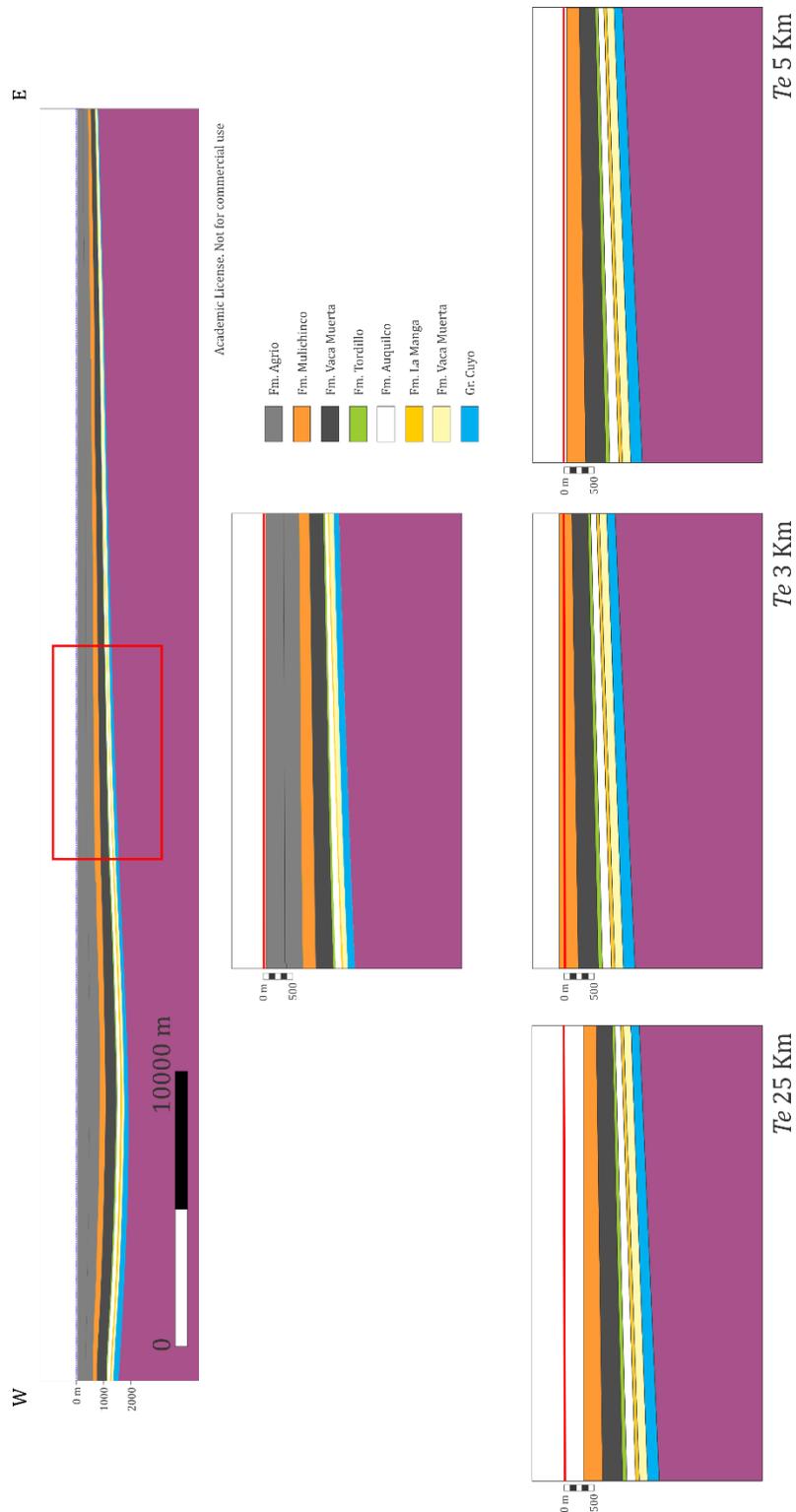


Fig. 5.17. Diferentes resultados obtenidos durante la restauración de la sección A-A a partir de diversos valores de espesor elástico (T_e). Nótese como un valor de T_e apropiado (5 Km) permite la restauración correcta de la sección a un nivel de referencia dado (línea roja).

Cabe destacar que el espesor elástico obtenido ha permitido restaurar la secuencia de *post-rift* completa. Es decir, si bien este valor es una aproximación grosera del espesor elástico real que presentó la litósfera durante el período Jurásico Inferior – Cretácico Inferior, parece no haber existido variación de dicho parámetro durante ese intervalo temporal en la Cuenca Neuquina para el área de estudio. Sin embargo, actualmente el espesor elástico para la Faja Plegada y Corrida del Agrio - Chos Malal presentaría un valor promedio de 10 kilómetros (Sigismondi, 2012). A su vez, un espesor elástico litósferico de 5 kilómetros es consistente con los mencionados en la bibliografía para cuencas de origen extensional, los cuales son resumidos en la Tabla 5.6.

Tabla 5.6. Valores de espesor elástico establecidos para cuencas de origen extensional (Watts, 2001).

Ubicación	<i>Te</i> (km)	Referencia
Central Graben (NS)	5	Barton y Wood (1984)
Voring Basin (NS)	1.5	Roberts et al (1997)
Viking Graben (NS)	3	Kusznir et al (1991)
Tanganyka Lake	3	Kusznir et al (1995)
Danish Graben	4	Korstgard y Lerche (1992)
Sergipe Alagos	5	Kaerner et al. (1992)
Recóncavo Tucano	5	Magnavita et al. (1994)

*(NS) = North Sea

El procedimiento para llevar a cabo el *backstripping* flexural o *backstripping* 2D es similar al utilizado en la técnica de *backstripping* 1D o Airy, salvo que en el caso del primero se debe considerar que las cargas generadas por los sedimentos y el agua se reparten flexuralmente sobre la litósfera. Cuando la litósfera es sometida a una carga periódica, existe una compensación isostática local o grado de compensación C (Turcotte y Schubert, 1982) que depende principalmente de la longitud de onda de la carga. Aquellas cargas con longitudes de onda relativamente cortas son sustancialmente soportadas por la rigidez de la litósfera, mientras que aquellas con longitudes de onda largas son localmente compensadas (Turcotte y Schubert, 1982). La magnitud de la compensación isostática local C se obtiene mediante:

$$C = (\sigma_m - \sigma_s) / [(\sigma_m - \sigma_s) + (D/g (2\pi/\lambda)^4)]$$

Donde σ_m representa la densidad del manto, σ_s la densidad de los sedimentos, D la rigidez flexural, g la aceleración de la gravedad y λ la longitud de onda de la carga.

A su vez, es importante remarcar que la relación entre la longitud de onda de la carga (λ) y el espesor elástico litosférico (Te) determina la tendencia en la respuesta isostática de la litósfera (Lillie, 1998) (Figura 5.18).

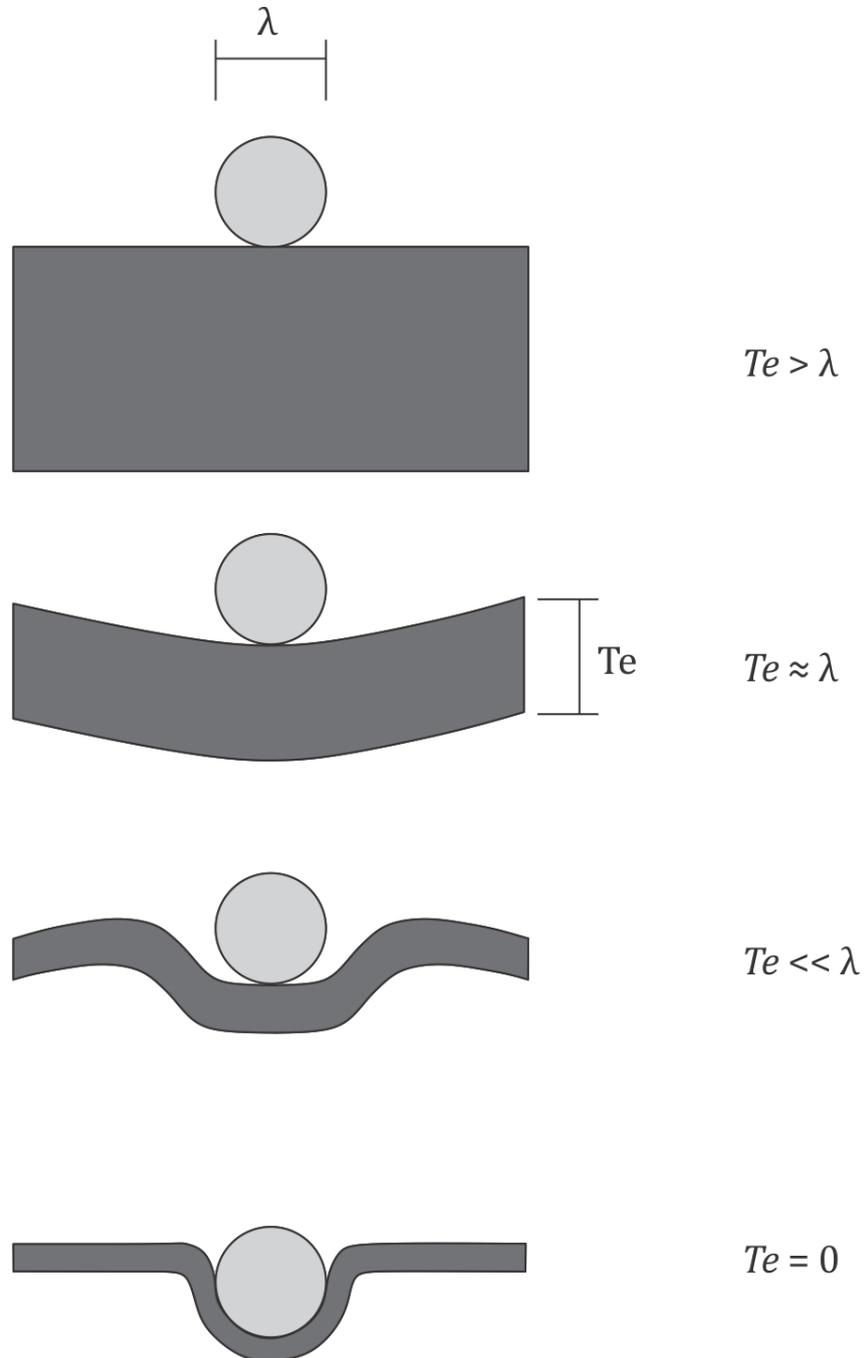


Fig. 5.18. Comportamientos ideales de la litósfera en función de la relación espesor elástico (Te) vs. Longitud de onda de la carga (λ). Modificado de Lillie (1998).

Basado en la recopilación bibliográfica (Vergani et al., 1995; Uliana et al., 1999; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese et al., 2007; Mpodozis y Ramos, 2008; Carbone et al., 2011), en este trabajo se decidió utilizar un valor λ de 300 kilómetros, que fue estimado a partir de la reconstrucción de la ubicación de los sistemas de grábenes y hemigrábenes correspondientes a la etapa de *rift* de la cuenca para la latitud del área de estudio. Involucra en Chile al depocentro 37° de latitud sur en la Cordillera de la Costa (Franzese y Spalletti, 2001) relleno por la Formación Estratos del Cajón Troncoso (Muñoz y Neimeyer Rubilar, 1984), y en Argentina a los depocentros de Andacollo, Cara Cura – Reyes y Cañadón Amarillo rellenos con sedimentitas del Ciclo Precuyano (Figura 5.19). Como ha sido mencionado previamente, el valor de la longitud de onda influye de manera relevante sobre la magnitud de la compensación isostática local C y, consecuentemente, sobre la subsidencia tectónica flexural. Por lo tanto, los resultados de esta última podrían diferir significativamente ante variaciones en la longitud de onda de la carga establecida.

La proporción de la carga soportada regionalmente por isostasia flexural puede ser definida como una función F denominada Compensación Isostática Complementaria (Turcotte y Schubert, 1982), tal que:

$$F = 1 - C$$

Es decir,

$$F = 1 - (\sigma m - \sigma s) / [(\sigma m - \sigma s) + (D/g (2\pi/\lambda)^4)]$$

Al representar gráficamente la función F (Figura 5.20) se observa que, para espesores elásticos mayores o iguales a 3 kilómetros, las cargas con longitud de onda menor a 60 kilómetros son compensadas en más de un 50% por isostasia flexural. Incluso con espesores elásticos de 1 kilómetro, un 50% de la carga es compensada flexuralmente para una longitud de onda de carga de 30 kilómetros (Watts, 2001).

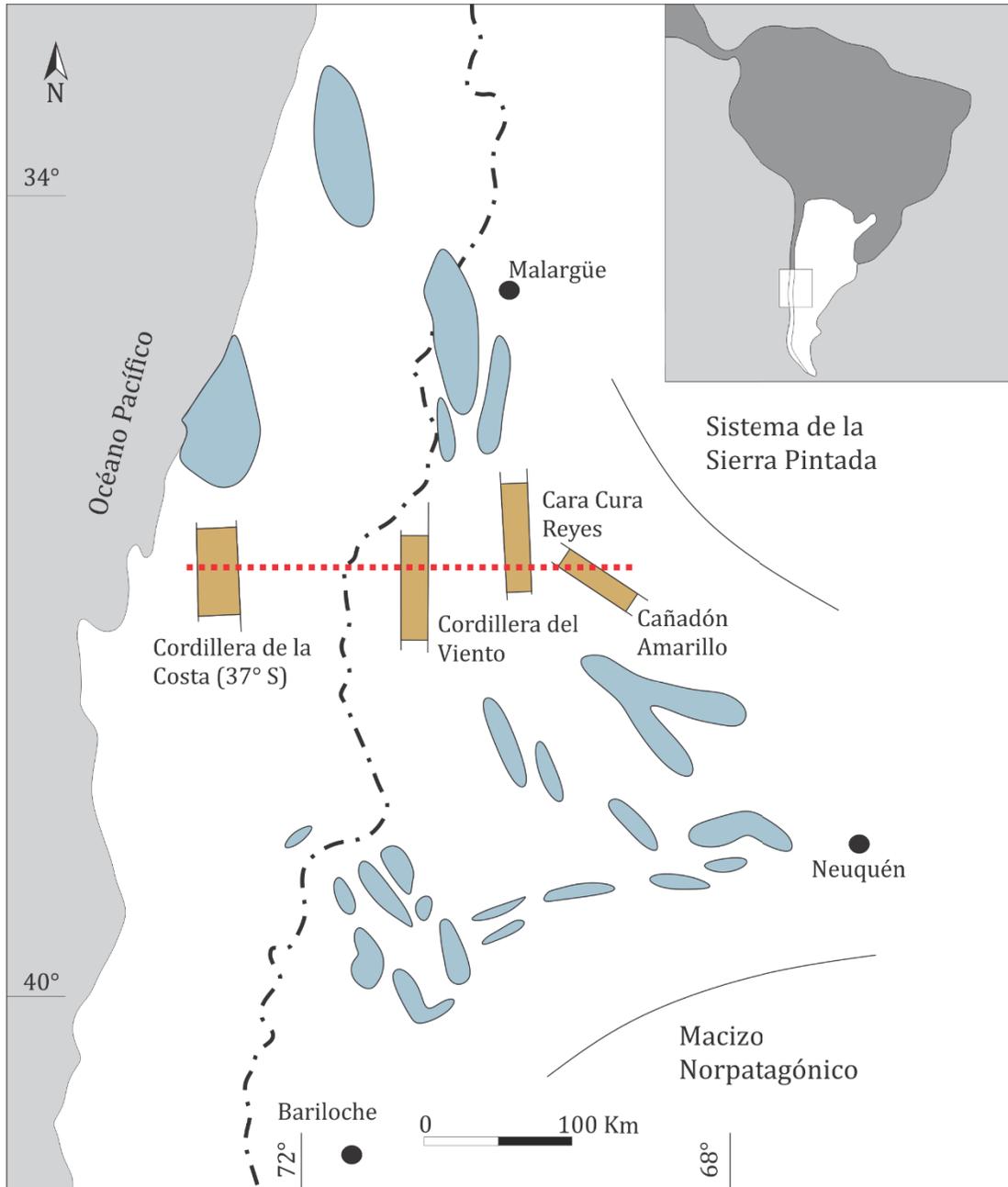


Fig. 5.19. Esquema de ubicación de los depocentros Triásico Superior-Jurásico Inferior de la Cuenca Neuquina. En marrón, aquellos utilizados para determinar la longitud de onda de la carga λ . Modificado de [Franzese y Spalletti \(2001\)](#).

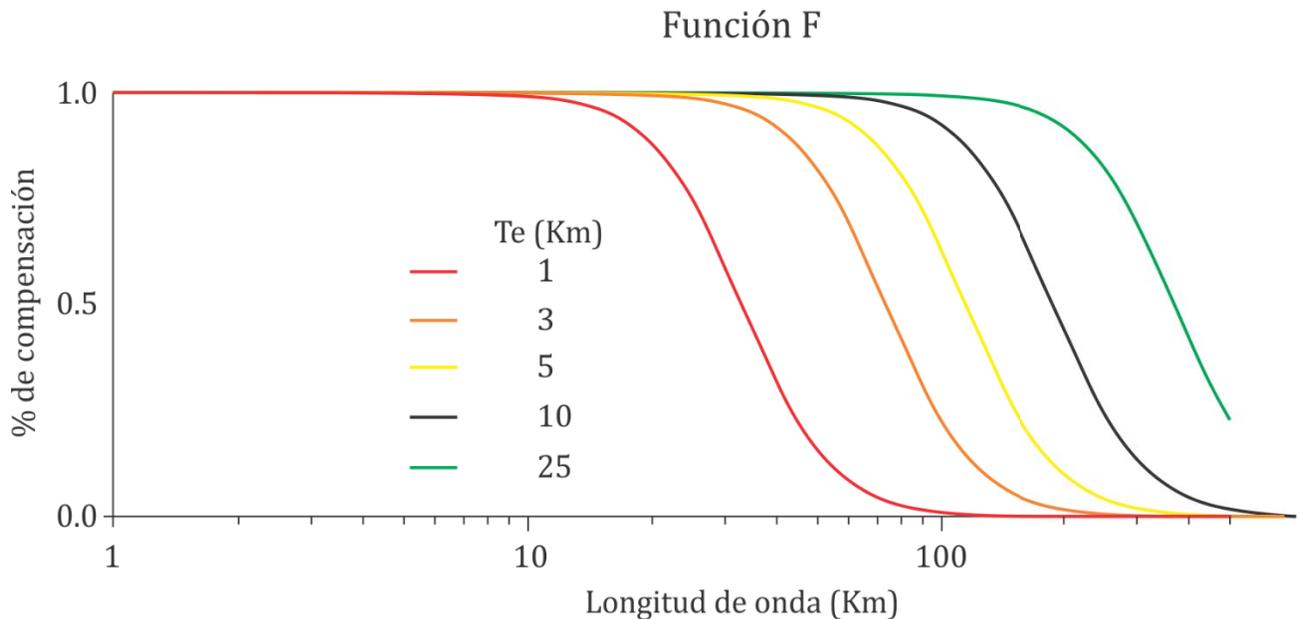


Fig. 5.20. Compensación isostática complementaria F , como función de λ para una litósfera con $T_e=1, 3, 10$ y 25 km. Valor del módulo de Young $E=10^{11}\text{Nm}^2$, coeficiente de Poisson = 0.25, $\sigma_m = 3300 \text{ kg m}^3$ y $\sigma_s = 2500 \text{ kg m}^3$. Tomado de [Roberts et al. \(1998\)](#).

En este trabajo, utilizando valores de $\sigma_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$, $\sigma_s = 2500 \text{ Kg/m}^3$, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, y $\lambda = 300$ Km, el cálculo de la compensación isostática local C arrojó un valor de 0.981969882 al que, por aproximación, se le ha asignado un valor de 0,98. Por lo tanto, la compensación isostática complementaria F toma un valor de 0,02. Esto significa que un 98% de la carga se soporta localmente y tan solo un 2% de ella se distribuye regionalmente. Cabe aclarar que podrían asumirse valores de longitud de onda de la carga λ mayor a 300 kilómetros si se considerase la máxima dimensión de la cuenca para esta latitud. Sin embargo, para un valor de espesor elástico de 5 kilómetros como es el caso de estudio, longitudes de onda de carga de 400 y 500 kilómetros arrojan coeficientes de compensación isostática de 0,9942 y 0,9976, respectivamente, por lo que la diferencia es mínima ante tan significativas variaciones en la longitud de onda de la carga.

Conociendo la compensación isostática local C de la litósfera, es posible obtener la subsidencia tectónica asumiendo un mecanismo de isostasia flexural para un determinado horizonte de interés mediante ([Allen y Allen, 1990](#)):

$$T_s = C [S (\sigma_m - \sigma_s) / (\sigma_m - \sigma_w) - \Delta S l_i (\sigma_w / \sigma_m - \sigma_w)] + (W d_i - \Delta S l_i \sigma_w / (\sigma_m - \sigma_w))$$

Donde T_s , es la profundidad del horizonte de interés, C el coeficiente de compensación isostática, S el espesor descompactado de la unidad, σ_m la densidad del manto, σ_s la densidad del sedimento, σ_w la densidad del agua, ΔS_{li} la variación eustática en el tiempo y W_{di} la batimetría al momento de la acumulación.

Al igual que para el método de *backstripping* 1D, las variaciones eustáticas han sido desestimadas como parámetro de corrección debido a los cuestionamientos acerca de su validez. Así, la fórmula de *backstripping* 2D o flexural sin corrección eustática se reduce a:

$$T_s = C [S (\sigma_m - \sigma_s) / (\sigma_m - \sigma_w)] + (W_{di})$$

De esta manera, se llevó a cabo el *backstripping* 2D sobre los 36 pozos y perfiles disponibles, determinando la subsidencia tectónica por isostasia flexural para cada intervalo de acumulación de las unidades estratigráficas. En la [Tabla 5.7](#) se observan los valores de subsidencia tectónica obtenidos para el estadio final de la etapa de *post-rift* por medio de *backstripping* 1D y 2D.

Tabla 5.7. Valores de subsidencia tectónica para la finalización del estadio de *post-rift* obtenidos por medio de *backstripping* 1D y 2D en los pozos/perfiles analizados.

Pozo/Perfil	Subsidencia tectónica (m)		Pozo/Perfil	Subsidencia tectónica (m)	
	1D	2D		1D	2D
ADP	375	368	EMo	1009	989
AN	813	797	EPn	858	841
BEH	358	351	EPS	692	678
BjDC	957	938	EPx3	893	875
BSPe4	531	520	ETe	672	659
Cam18	660	647	GN	522	512
CCN	491	481	LBx2	637	624
CCS	558	547	LED x2	354	347
CG	760	745	LPe	1054	1033
ChBS	915	897	LRm	970	951
ChC	645	632	PB	1024	1004
CLN	634	621	PBN	961	942
CMN	580	568	PCa	947	928
CoNe3	475	466	PM36	683	669
CoNS	480	470	PR	906	888
CuC	871	854	Px2	455	446
ECh	654	641	Px3	566	555
EI	456	447	Reyes Sur	932	913

Comparando los valores de subsidencia tectónica obtenidos por medio de *backstripping* 1D y 2D se observa que, como era de esperarse dado que un 98% de la carga se compensa localmente y tan solo un 2% regionalmente, no existen diferencias significativas en la magnitud de dichos valores y, por lo tanto, la morfología de las curvas de subsidencia tectónica es prácticamente idéntica (Figura 5.21). Esto es consistente con lo mencionado en la bibliografía, donde se expone que los resultados del *backstripping* 1D pueden ser similares a los obtenidos del *backstripping* 2D en ciertas ocasiones. Esta circunstancia se cumple, por ejemplo, para litósferas que presentan un bajo espesor elástico y considerables longitudes de onda de la carga (>100 Km). En estas condiciones, los efectos de la resistencia lateral de la litósfera son mínimos y prácticamente desestimables (Roberts et al., 1998). Dado que los resultados de subsidencia tectónica para la etapa de *post-rift* en el área de estudio obtenidos mediante la técnica de *backstripping* 2D resultaron prácticamente iguales a los obtenidos por el método 1D, las curvas de subsidencia tectónica obtenidas mediante este último serán las utilizadas para llevar a cabo la discusión sobre la evolución de la subsidencia tectónica para el estadio de *post-rift* de la Cuenca Neuquina en el área de estudio.

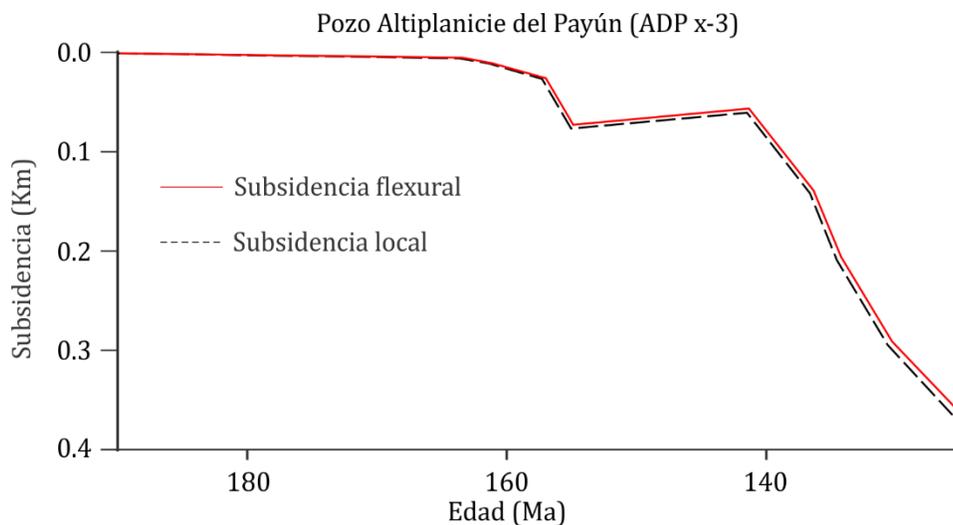


Fig. 5.21. Gráfica comparativa de los valores de subsidencia tectónica obtenidos por medio de *backstripping* 1D y 2D para el pozo Altiplanicie del Payún (ADP x-3).

Las curvas de subsidencia tectónica reflejan la magnitud y la tasa con que ha evolucionado la subsidencia, pero también permiten inferir, a partir de su geometría, el mecanismo generador de la misma (Xie y Heller, 2009). Así, se reconocen clásicamente dos grandes patrones teóricos para la geometría de las curvas de subsidencia tectónica en cuencas sedimentarias originadas por los mecanismos predominantes en la generación de subsidencia, y capaces de prolongarse lo suficiente en el tiempo (Allen y Allen, 2005):

a) Cuencas asociadas a extensión:

La extensión de litósfera continental produce una rápida subsidencia denominada subsidencia de *rift*, seguida por un decaimiento exponencial de la subsidencia debido a la relajación termal, la cual se denomina subsidencia de *post-rift*. El patrón diagnóstico de la extensión en la litósfera continental es una espontánea y rápida fase de subsidencia controlada por fallamiento representado por una geometría lineal de la curva de subsidencia, seguida por una fase de enfriamiento litosférico con geometría cóncava hacia arriba y de tendencia asintótica (Figura 5.22a y 5.22b).

b) Cuencas asociadas a subsidencia flexural:

La flexión de la litósfera debido a cargas móviles, como por ejemplo una cuña orogénica, produce típicamente una aceleración de la subsidencia a través del tiempo en la zona del antepaís. Esto resulta de la propagación de una onda flexural con una deflexión máxima bajo la carga. Consecuentemente, aquellos puntos ubicados relativamente lejos de la carga son inicialmente levantados y posteriormente se inicia la subsidencia con tasa creciente a medida que se aproxima la carga orogénica a dicho punto (Figura 5.22c).

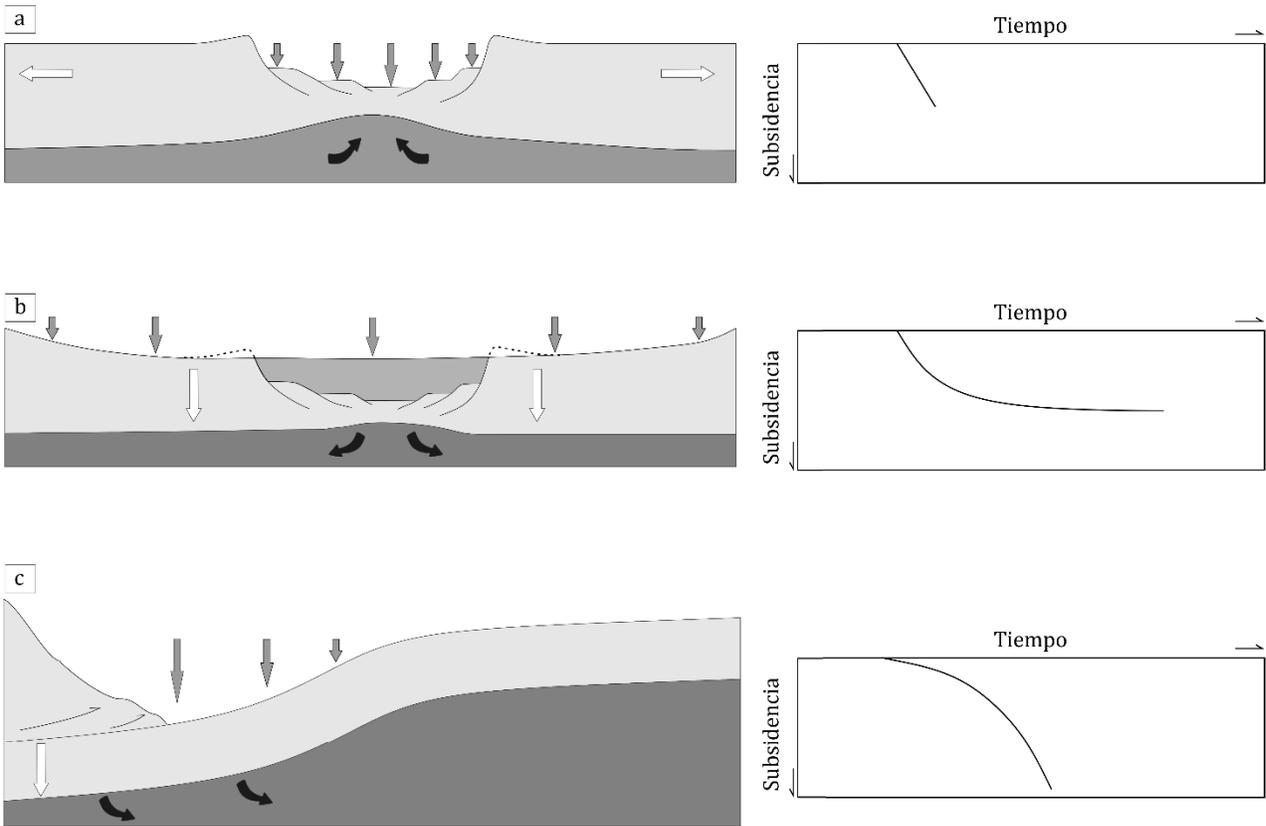


Fig. 5.22. Principales mecanismos de subsidencia y sus correspondientes curvas teóricas de subsidencia tectónica. **a)** Subsistencia mecánica o de *rift*. **b)** Subsistencia termal o de *post-rift*. **c)** Subsistencia flexural o de antepaís. Flechas grises indican sentido y magnitud de la subsidencia; flechas blancas indican sentido de movimiento de la litósfera; flechas negras indican dirección de movimiento del manto astenosférico.

A partir de los gráficos de curvas de subsidencia tectónica obtenidas en este trabajo se observa que:

- Si bien las 36 curvas de subsidencia tectónica obtenidas para el área de estudio presentan similitudes, la variación en la geometría y la magnitud de la subsidencia tectónica refleja que esta última no ha actuado de manera homogénea ni constante para este sector de la cuenca en el intervalo temporal analizado (Figuras 5.9 a 5.14).
- En 11 de los 36 pozos analizados (ADP, BEH, BSPe4, CARA CURA NORTE, CARA CURA SUR, CoNe3, CoNS, EI, LEDx-2, Px-2 y Px-3) se observa en las curvas de subsidencia tectónica que el basamento descendió en magnitudes inferiores a 20 metros durante el periodo correspondiente a la depositación del Grupo Cuyo (Figuras 5.9 a 5.14).
- En 25 de los 36 pozos analizados (AN, BjDC, Cam18, ChC, CLN, CMN, ECh, EPS, ET, GN, LBx-2, PM36, PR, CG, ChBS, CuC, EMo, EPn, EPx-3, LPe, LRm, PB, PBN, PCa, Reyes Sur) se observa que el basamento descendió en magnitudes del orden de decenas de metros (alcanzando los 153 metros en el pozo ChBS) durante el periodo correspondiente a la depositación del Grupo Cuyo (Figuras 5.9 a 5.14).
- La ubicación de los pozos en los que las curvas de subsidencia tectónica muestran significativas diferencias de magnitud durante el intervalo de acumulación del Grupo Cuyo, sugiere que esta característica no se distribuye de manera aleatoria, sino que los valores menores se asocian a sectores marginales de la cuenca. Además, la distribución de ambos comportamientos se encuentra delimitada por un lineamiento de rumbo variable, aunque aproximadamente noroeste – sureste (Figura 5.23).
- Si bien clásicamente el estadio de *post-rift* o de subsidencia termal de la Cuenca Neuquina se asume compuesto por los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, el patrón de subsidencia tectónica que se observa para éstos, dista significativamente del patrón teórico de subsidencia termal (Figura 5.24).
- A partir del inicio del Grupo Lotena, la subsidencia tectónica acelera su tasa de generación presentando una geometría convexa hacia arriba, que difiere absolutamente de la esperada para una subsidencia de tipo termal (Figura 5.24).
- A partir del inicio del Grupo Mendoza la subsidencia tectónica muestra, en todos los casos, un ascenso del basamento durante el periodo que comprende la depositación de la Formación Tordillo (Figuras 5.9 a 5.14).
- Para el inicio de la acumulación de la Formación Vaca Muerta la subsidencia tectónica se acelera y aumenta en forma abrupta con una geometría lineal. Esto también difiere significativamente del comportamiento esperado para una subsidencia de tipo termal (Figuras 5.9 a 5.14).
- Las curvas que involucran a la Formación Mulichinco y Agrio presentan una geometría levemente cóncava hacia arriba en todos los casos (Figuras 5.9 a 5.14).

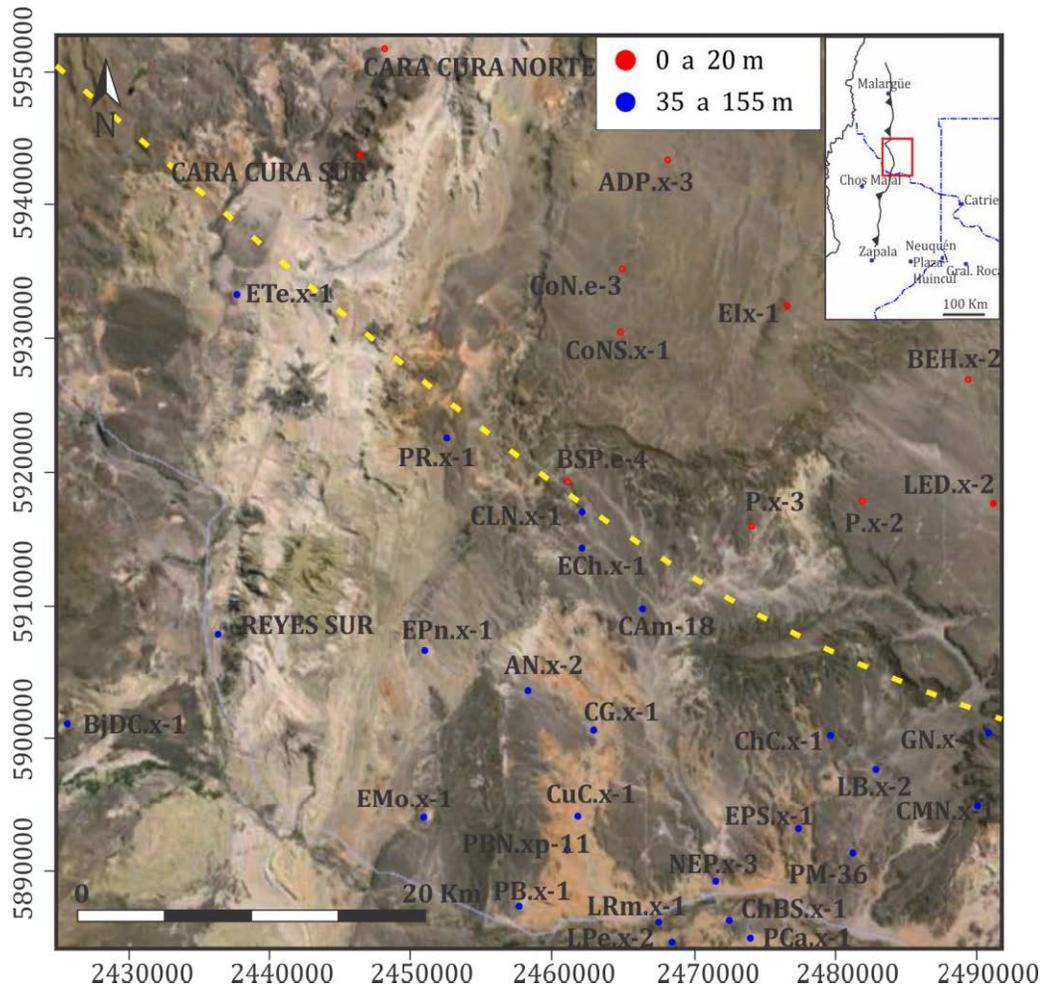


Fig. 5.23. Ubicación de los pozos en los que las curvas de subsidencia tectónica muestran magnitudes significativamente diferentes durante el intervalo de acumulación del Grupo Cuyo. Azul: decenas de metros, con un máximo de 153 m. Rojo: inferior a 20 metros. Línea punteada amarilla: Límite aproximado entre ambos comportamientos.

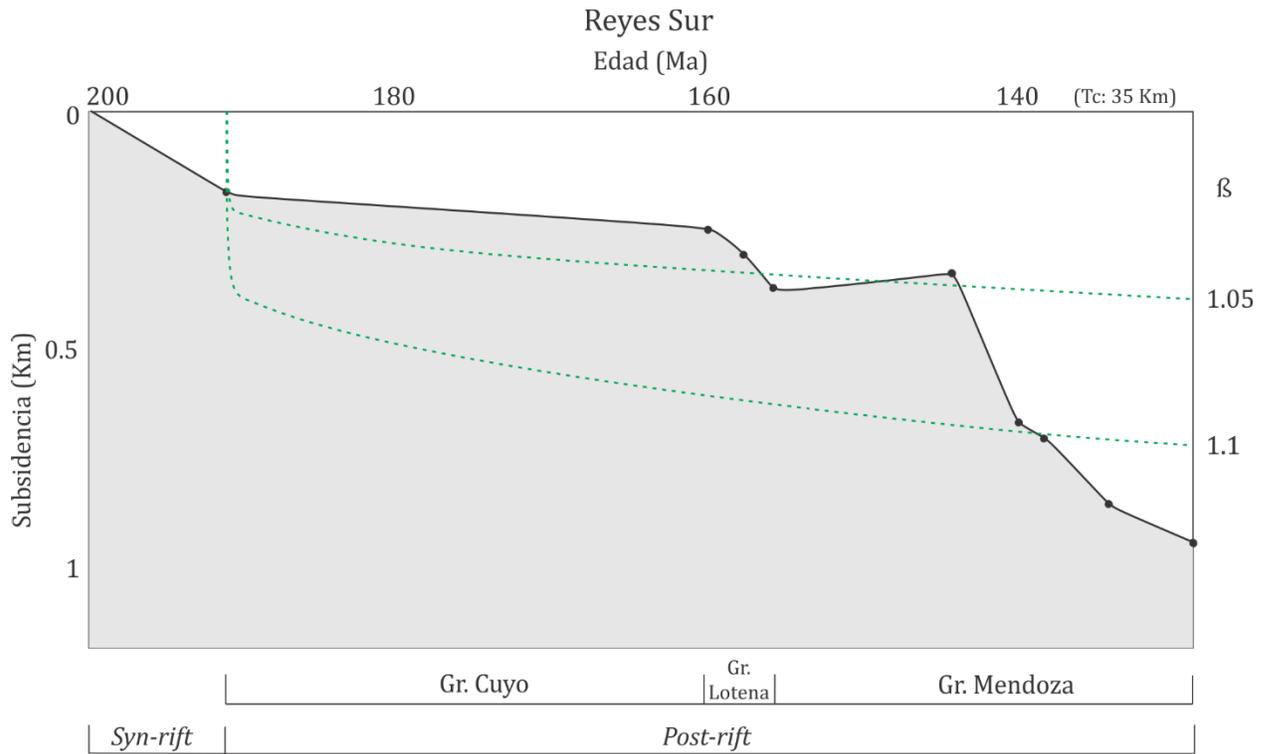


Fig. 5.24. Negro: Curva de subsidencia tectónica obtenida para el pozo Reyes Sur. Verde: curvas de subsidencia teóricas para una corteza de 35 Km y factores de extensión de 1.05 y 1.1.

Resumen del capítulo

Uno de los beneficios de utilizar los procedimientos de descompactación y *backstripping* es que las historias de subsidencia tectónica entre cuencas pueden ser comparadas eliminando las complicaciones que producen la batimetría, las variaciones eustáticas, la compactación y los efectos isostáticos (Xie y Heller, 2009).

En este capítulo se llevó a cabo la determinación de la subsidencia tectónica de la Cuenca Neuquina para el periodo de *post-rift* en el área de estudio por medio de la metodología de *backstripping* 1D y 2D.

Si bien el *backstripping* flexural o *backstripping* 2D mejora significativamente los resultados obtenidos por medio de la técnica de *backstripping* 1D (Sclater y Christie, 1980), no deja de ser una simplificación de un proceso tridimensional. Esto se debe a que un número elevado de incertidumbres puede ser introducido en el análisis de subsidencia, por ejemplo, si existen cargas significativas aplicadas fuera de la sección en consideración, o si la carga de sedimentos analizados está mayormente soportada fuera de la misma (Clift y Lorenzo, 1999).

Para la realización de *backstripping* 2D, primeramente, fue necesario obtener el valor de espesor elástico de la litósfera, que se estimó por medio de la restauración isostática flexural de secciones estructurales – estratigráficas, resultando en un valor de 5 kilómetros. Este valor es consistente con los esperados para cuencas de origen extensional (Watts, 2001). Seguidamente, se procedió a determinar el parámetro de compensación isostática C, que permite ajustar los valores de subsidencia tectónica por medio de la consideración de la resistencia flexural de la litósfera. Este parámetro resultó en un valor de 0,98. Se calculó el valor de la compensación isostática complementaria F, que cuantifica la proporción de la carga que es soportada regionalmente por la litósfera. Éste arrojó un valor de 0,02, que para un valor de espesor elástico de 5 kilómetros y una longitud de onda de la carga de 300 kilómetros, también es consistente con los valores mencionados en la bibliografía (Watts, 2001).

Los resultados obtenidos sobre la subsidencia tectónica para el área de estudio durante el periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior utilizando los métodos de *backstripping* 1D y 2D no presentaron diferencias significativas.

En cuanto a las curvas de subsidencia tectónica obtenidas en este trabajo, pueden ser descriptas haciendo las siguientes subdivisiones:

1) Un intervalo inicial con geometría lineal o cóncava hacia arriba y de tendencia asintótica que se corresponde, en este sector de la cuenca, con el período de acumulación del Grupo Cuyo.

- 2) Un segundo intervalo donde se aprecia una geometría levemente convexa hacia arriba que involucra el intervalo temporal de acumulación del Grupo Lotena.
- 3) Un tercer intervalo en el que se observa un importante ascenso del basamento de la cuenca, el cual se corresponde temporalmente con el período de acumulación de la Formación Tordillo.
- 4) Un cuarto intervalo con patrón de subsidencia tectónica lineal, de alta pendiente y de gran magnitud, desarrollado en el período asociado a la depositación de la Formación Vaca Muerta.
- 5) Un quinto intervalo con geometría cóncava y de tendencia asintótica, que representa el periodo de acumulación de las formaciones Mulichinco y Agrio.

Para la totalidad de los pozos analizados, las curvas de subsidencia tectónica obtenidas mediante *backstripping* 2D se apartan considerablemente del comportamiento esperado para una etapa dominada por subsidencia termal. Esta diferencia permite suponer el accionar de otro u otros mecanismos de subsidencia que generaron cambios significativos en la geometría de las curvas de subsidencia tectónica durante la etapa de *post-rift* de la Cuenca Neuquina en el área de estudio.

EXTENSIÓN INICIAL DE LA CUENCA NEUQUINA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Introducción

En este capítulo se llevará a cabo el análisis de la etapa de subsidencia mecánica o de *rift* de la Cuenca Neuquina en el área de estudio, con el fin de cuantificar la magnitud del factor de estiramiento litosférico operante y determinar las características de la litósfera sobre la cual se desarrolló la Cuenca Neuquina en la zona de estudio. De esta manera se obtendrán los parámetros necesarios para modelar las curvas de subsidencia teórica, que posteriormente serán comparadas con las curvas de subsidencia tectónica obtenidas por medio del análisis geohistórico.

Las cuencas de *rift* se forman por subsidencia de la superficie terrestre como consecuencia de la extensión litosférica de gran escala (Fernández y Ranalli, 1997), estando evidenciadas por la baja profundidad del Moho, el alto flujo calórico superficial, la actividad volcánica y, comúnmente, la topografía elevada de sus márgenes. El modelo de extensión uniforme (McKenzie, 1978) asume extensión instantánea, transporte de calor unidireccional, ausencia de actividad magmática, la no generación de calor por parte de fuentes radiogénicas y el accionar de isostasia tipo local o Airy. Aun así, este modelo sirve como una útil aproximación para el análisis de la subsidencia de cuencas de *rift* (Allen y Allen, 2013). Por lo expuesto, el conocimiento del factor de estiramiento es clave para comprender los procesos de extensión litosférica y formación de este tipo de cuencas.

Hacia el Pérmico Tardío, el colapso del orógeno neopaleozoico del margen suroeste de Gondwana originó una intensa y generalizada actividad magmática denominada provincia magmática Choiyoi (Llambías y Sato, 2011) que constituye el basamento de la Cuenca Neuquina. Hacia el Triásico Tardío - Jurásico Temprano, el magmatismo asociado al Ciclo Precuyano estuvo promovido por una componente de distensión principal con orientación noreste - suroeste (Vergani et al., 1995; Pángaro et al., 2004; Bechis, 2009; Cristallini et al., 2009) y se desarrolló en depocentros aislados de tipo graben o hemigraben, dando fin al Ciclo Orogénico Gondwánico, y denotando el inicio del Ciclo Orogénico Andino y la etapa de *rift* de la Cuenca Neuquina (Mosquera y Ramos, 2005). El Ciclo Orogénico Andino se caracteriza por el desarrollo de un arco volcánico de orientación norte - sur que se extiende a lo largo de este margen hasta el sur de Perú (Charrier et al., 2007) y que, para la latitud de la Cuenca Neuquina, limita hacia el este una cuenca de trasarco. Es en este marco en el cual operó la extensión litosférica inicial que dio origen a la Cuenca Neuquina.

La subsidencia tectónica total (STT) en cuencas extensionales posee dos componentes: una subsidencia inicial (SI) controlada por fallamiento, la cual depende del espesor cortical inicial y de la magnitud de la extensión; y una subsidencia termal (ST) subsiguiente causada por la relajación térmica de

la litósfera y su retorno al estado previo a la extensión, que depende de la magnitud de la extensión (Royden y Keen, 1980).

$$STT = SI + ST$$

Mientras que la subsidencia controlada por fallamiento se asume como instantánea para el modelo de McKenzie (1978), la tasa de subsidencia termal decrece exponencialmente en el tiempo como resultado de una disminución en el flujo de calor. El flujo de calor alcanza $1/e$ de su valor original luego de unos 50 millones de años para una litósfera normal. Sólo en ese momento posterior a la extensión, la dependencia del flujo de calor sobre el factor de estiramiento es insignificante (Allen y Allen, 2005).

El factor de estiramiento β (McKenzie, 1978) fue introducido para cuantificar la magnitud de la extensión de una litósfera que, de manera instantánea, aumenta su longitud inicial (L_i) a una longitud final mayor (L_f), de modo que:

$$\beta = L_f/L_i$$

Sin embargo, el concepto de extensión instantánea es válido únicamente cuando dicho evento extensivo no supera los 20 millones de años de duración (Jarvis y McKenzie, 1980).

Posteriormente, se demostró que existe una relación característica entre la tasa de deformación vertical $G(t)$ durante la extensión y el factor de estiramiento final β , que dependen de la reología del manto litosférico y la corteza. Según White (1994):

$$\beta = \exp \left(\int_0^{\Delta t} G(t) dt \right)$$

Donde Δt corresponde a la duración de la extensión y G a la tasa de deformación.

Si $G(t)$ es constante, entonces:

$$\beta = \exp (G\Delta t)$$

Determinación del factor de estiramiento

Existen tres diferentes maneras de obtener el valor del factor de estiramiento β (Allen y Allen, 2005):

- 1) Mediante la medición de los rechazos horizontales del fallamiento normal.
- 2) Estimando el adelgazamiento cortical en función del espesor cortical actual a través de sísmica o modelos de gravedad.
- 3) Por medio del análisis de subsidencia, que consiste en encontrar la curva de subsidencia teórica asumida por el modelo de extensión uniforme de McKenzie (1978) que mejor se ajuste a los datos de subsidencia obtenidos por medio de la técnica de *backstripping*.

La obtención del factor de estiramiento β en este trabajo se basó en base al análisis de subsidencia realizado en el Capítulo 5 (Análisis geohistórico, *backstripping* y curvas de subsidencia tectónica) sobre cada uno de los pozos y perfiles disponibles. Si bien los 36 pozos utilizados como fuente de información para realizar el análisis de subsidencia 2D atraviesan completamente la secuencia del relleno de *post-rift* de la Cuenca Neuquina (hasta alcanzar el Ciclo Precuyano o el Grupo Choiyoi), sólo los pozos Cerro Guillermo (CG x-1), Los Baños (LB es-1) y El Pichanal (EP x-1) atraviesan incluso los depósitos de la etapa de *syn-rift* o Ciclo Precuyano hasta llegar al basamento de la cuenca. Por lo tanto, los mencionados pozos constituyen los únicos casos donde es potencialmente posible determinar la magnitud de la extensión inicial de la Cuenca Neuquina para el área de estudio.

La inversión de los datos de subsidencia tectónica permite obtener las curvas de subsidencia termal de mejor ajuste a dichos datos (White, 1994). Sin embargo, en este trabajo se optó por la metodología original (Scatler y Christie, 1980) donde se grafican diferentes curvas de subsidencia teórica total (que representan tanto la SI como la ST) en función de un valor de β dado, y se busca por aproximación la de mejor ajuste a los datos de subsidencia total obtenidos por medio del *backstripping*. Este procedimiento se llevó a cabo por medio de la utilización de un código en lenguaje M presente en el Anexo 1 del Capítulo 3 (Metodología) (Song et al., 2010), el cual resuelve la ecuación:

$$S(t) = A (1 - 1/\beta) - BQ(t)$$

Donde,

$$A = tc(\rho_m - \rho_c) / (\rho_a - \rho_w)$$

$$B = \alpha \rho_m / (\rho_a - \rho_w)$$

$$Q(t) = \int_0^a [T(z, t) - T(z, \infty)] dz$$

Siendo $S(t)$ la subsidencia total en función del tiempo, A y B los factores de adelgazamiento de la corteza y del manto litosférico respectivamente, β el factor de estiramiento, $Q(t)$ una medida de la diferencia entre el estado de equilibrio y el perturbado de la estructura de la temperatura y función de la tasa de deformación, t_c el espesor de la corteza, ρ_m la densidad del manto, ρ_c la densidad de la corteza, ρ_a la densidad de la astenósfera, α el coeficiente de expansión termal, a el espesor litosférico, $T(z, t)$ la temperatura de la litósfera en función de la profundidad y el tiempo, y $T(z, \infty)$ la estructura de temperatura de equilibrio de la litósfera.

Los valores utilizados para la construcción de las curvas de subsidencia teórica (Tabla 6.1) que mostraron el mejor ajuste con las curvas obtenidas por medio del *backstripping* fueron:

a - Un valor de espesor litosférico de 150 kilómetros, dado que valores menores generaban que la subsidencia total teórica superara significativamente a la subsidencia total observada. Además, este valor es admisible respecto a los valores esperados para una litósfera relativamente engrosada debido a la existencia del orógeno neopaleozoico ubicado en el margen sudoeste de Gondwana. Asimismo, un espesor litosférico de 150 kilómetros se observa actualmente debajo de otras regiones orogénicas (Froitzheim et al., 2008; Zhang et al., 2012).

t_c - Un espesor de la corteza de 30 kilómetros, debido a que magnitudes mayores incrementaban en demasía la subsidencia para la etapa de *rift*. El valor de 30 kilómetros asignado podría parecer escaso para una zona orogénica, ya que se esperaría entre 40 y 70 kilómetros (Beck et al., 1996; Fromm et al., 2004; McGlashan et al., 2008; Heit et al., 2008). Sin embargo, un espesor de la corteza de 30 kilómetros, sigue siendo consistente con la subsidencia observada para sistemas de *rift* con baja relación *espesor de la corteza/espesor de la litósfera* como ha sido mencionado en la bibliografía (Allen y Allen, 2013).

t - El tiempo (t) utilizado y representado en la gráfica de subsidencia corresponde a 50 millones de años, que es aquel en donde la dependencia del flujo de calor en relación a β es insignificante (Allen y Allen, 2005).

Δt - Se le asignó un valor de 10 millones de años, que es el tiempo aproximado durante el cual tuvo lugar la extensión en la Cuenca Neuquina, representado por el intervalo temporal entre la base y techo del Ciclo Precuyano. Ver Capítulo 5 (Análisis geohistórico, *backstripping* y curvas de subsidencia tectónica).

β - El factor de estiramiento β ha sido la variable modificada iterativamente hasta obtener las curvas de subsidencia teóricas de mejor ajuste a los datos de subsidencia total obtenidos.

Tabla 6.1. Valores utilizados para los diferentes parámetros en la construcción de curvas de subsidencia teóricas.

a=150*1e3;	Espesor litosférico [m]
tc=30*1e3;	Espesor de la corteza [m]
T0=0;	Temperatura en superficie [°C]
Tm=1350;	Temperatura de la astenósfera [°C]
kappa=1.1e-6;	Difusividad térmica. = K/rho/c. [m ² /s]
K=3.1;	Conductividad térmica. [W/°C/m]
alpha=3.28*1e-5;	Coefficiente de expansión térmico [1/°C]
rho_w=1.03*1e3;	Densidad del agua de mar [kg/m ³]
rho_m=3.33*1e3;	Densidad del manto [kg/m ³]
rho_c=2.8*1e3;	Densidad de la corteza [kg/m ³]
rho_a=3.2*1e3;	Densidad de la astenófera [kg/m ³]
t= (0:0.1:50) *(365*24*3600*1e6);	Intervalo temporal analizado (s)
beta=(Variable);	Factor de estiramiento
delt_t=10*(365*24*3600*1e6);	Duración de la extensión [s]
tau=50*(365*24*3600*1e6);	Constante de tiempo térmico de la litósfera

Curvas de subsidencia teórica

Utilizando los valores descriptos previamente, se construyeron las curvas de subsidencia teórica a partir de diferentes valores de factor de estiramiento β para los pozos en estudio, contemplando la subsidencia total obtenida a partir del análisis geohistórico para el Ciclo Precuyano y el Grupo Cuyo. Estas unidades estratigráficas muestran, a partir de la observación de las curvas de subsidencia obtenidas por medio del *backstripping*, una geometría que podría asociarse a procesos de extensión mecánica inicial y posterior subsidencia termal. Los valores de β que han mostrado el mejor ajuste a los valores en los pozos Los Baños (LB es-1), Cerro Guillermo (CG x-1) y El Pichanal (EP x-1) resultaron en 1.01, 1.05 y 1.14, es decir, una extensión de 1, 5 y 14 % respectivamente (Figuras 6.1).

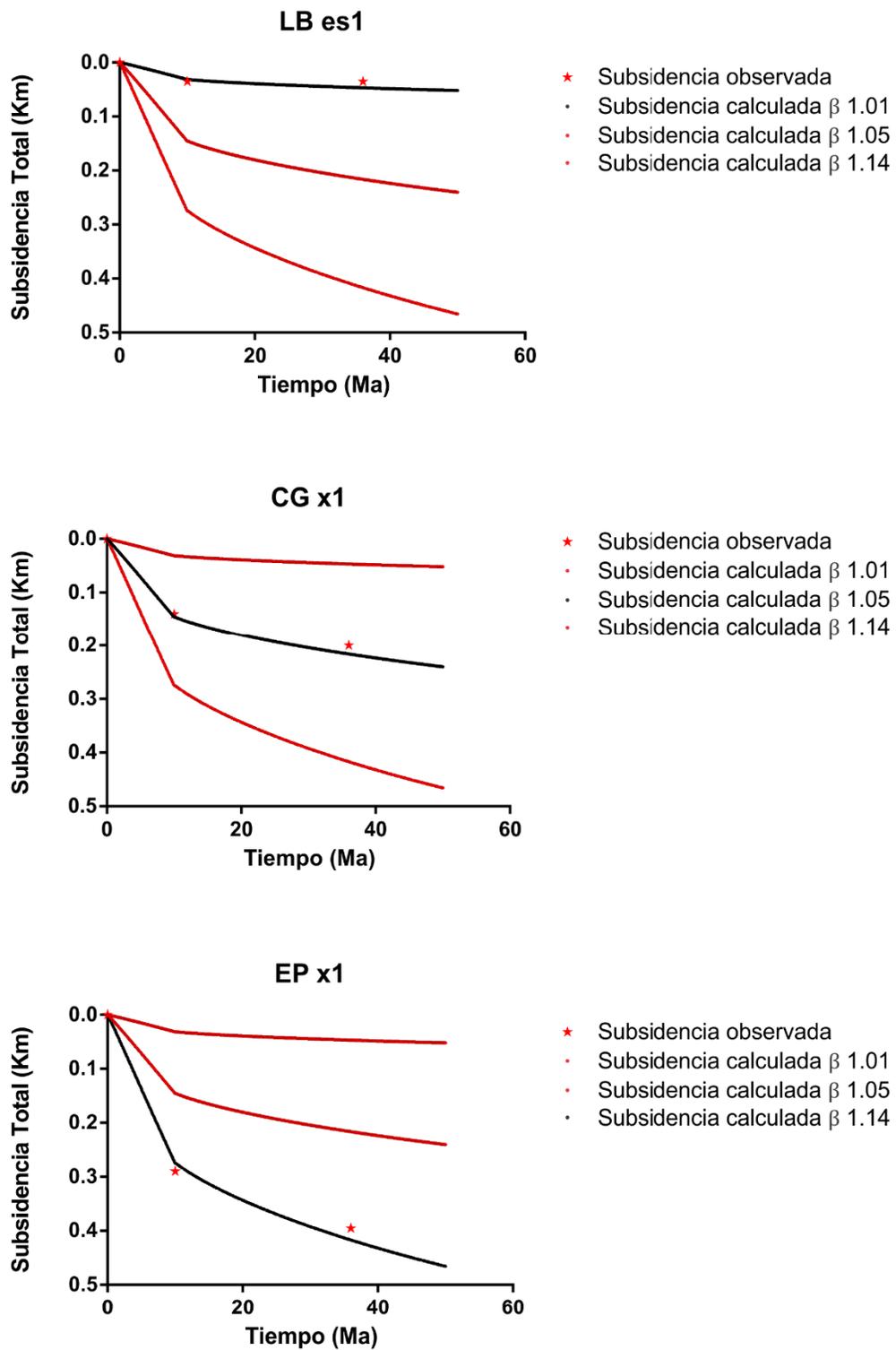


Fig. 6.1. Curvas de subsidencia teóricas con mejor ajuste a los datos de subsidencia total obtenidos por medio del análisis geohistórico para los pozos LB es-1, CG x-1 y EP x-1.

A pesar de que el área de estudio no cuenta con una densidad y distribución de pozos que permitan obtener valores de factor de estiramiento de características regionales, los tres pozos analizados se localizan relativamente próximos unos a otros, lo que permite, aunque localmente, la confección de un mapa de factor de estiramiento (Figura 6.2). En dicho mapa se observa que existe una tendencia al incremento del factor de estiramiento β en dirección suroeste, que coincide con la tendencia al incremento en los valores de subsidencia tectónica obtenidos del análisis de subsidencia.

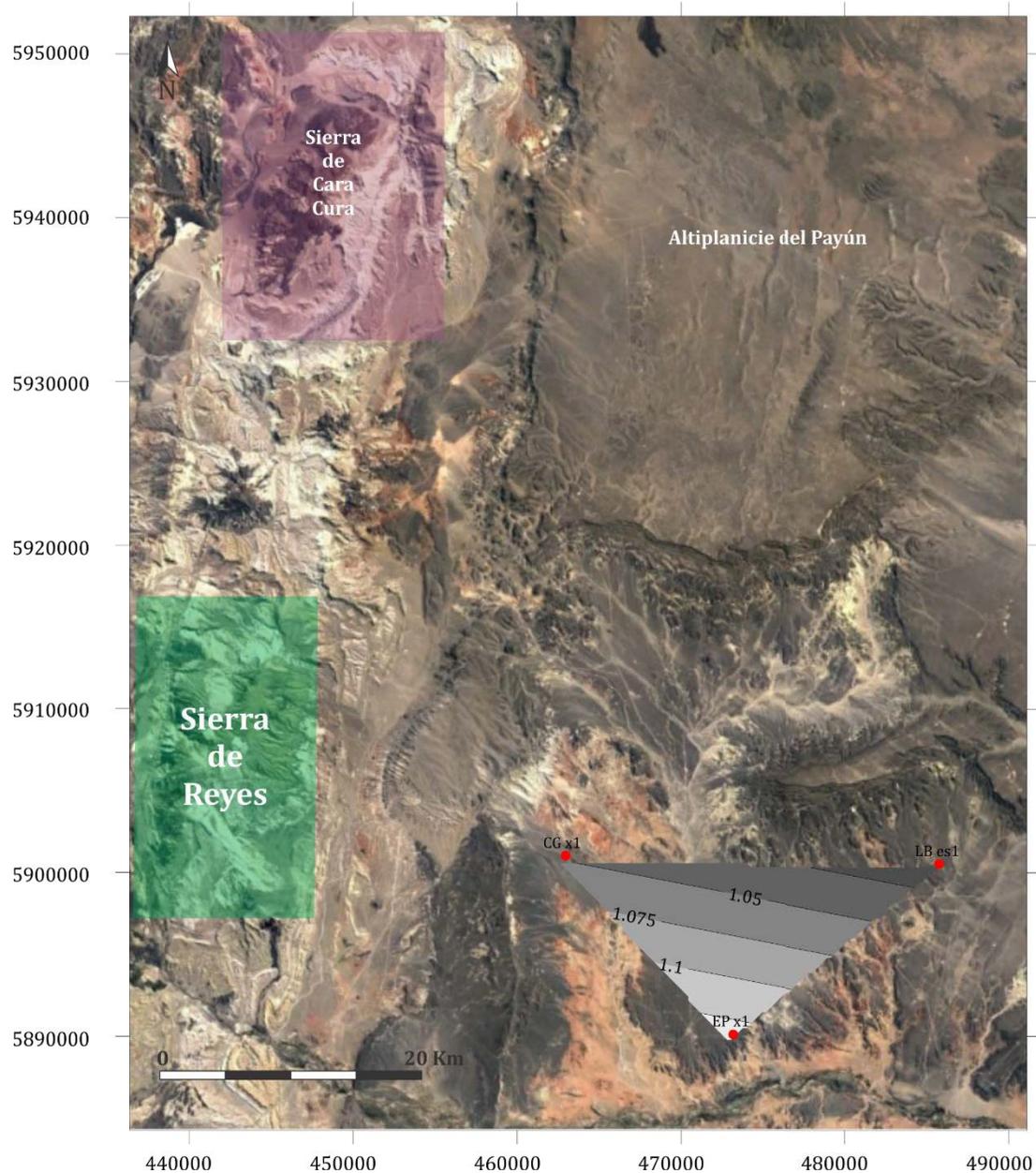


Fig. 6.2. Mapa del sector donde fue posible realizar la determinación del factor de estiramiento β .

Si bien la información obtenida sobre el factor de estiramiento β posee un carácter local dentro del área de estudio, los valores de entre el 1 y 14 % reflejan magnitudes de extensión bajas a muy bajas.

De la comparación entre las curvas de subsidencia teóricas y las curvas de subsidencia tectónica obtenidas por medio del análisis de subsidencia (tanto por *backstripping* 1D como 2D) para la etapa de *post-rift*, se observa que las últimas se apartan considerablemente de los valores teóricos y adquieren una geometría compleja luego del intervalo temporal asignado a la acumulación del Grupo Cuyo ([Figura 6.3](#)). Esta característica había sido ya observada en los capítulos en los cuales se realizó el análisis de subsidencia (tanto 1D como 2D), pero esa anomalía resulta ahora evidente y cuantificable. Esta particularidad será analizada más adelante.

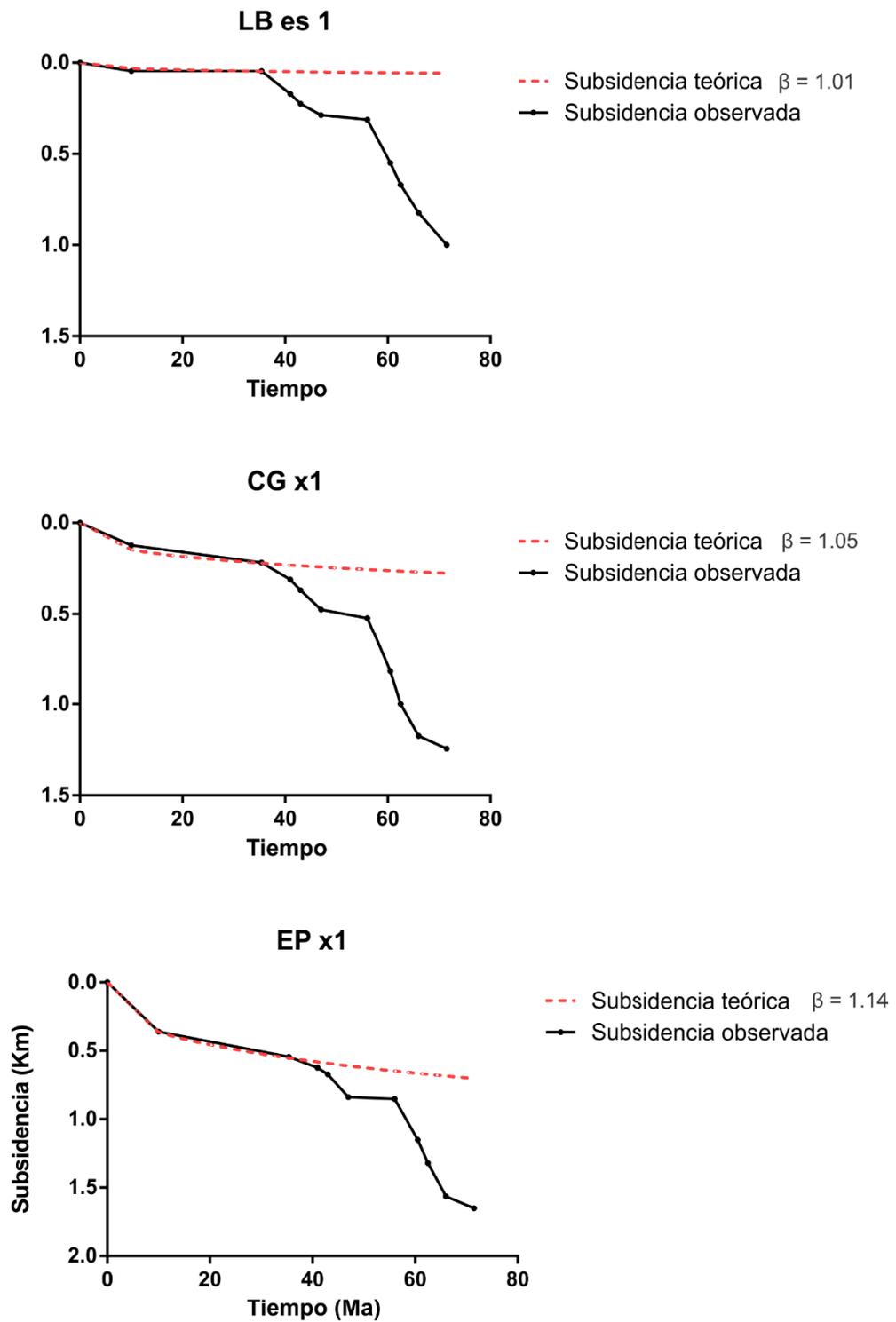


Fig. 6.3. Diferencias entre las curvas de subsidencia teóricas y observadas para los pozos LB es-1, CG x-1 y EP x-1 y para toda la etapa de *post-rift*.

Resumen del capítulo

El origen de la Cuenca Neuquina se relaciona íntimamente con los procesos acaecidos en el margen sudoeste de Gondwana, y particularmente a un evento de extensión que tuvo lugar hacia el Triásico Tardío – Jurásico Temprano.

El modelo de extensión de McKenzie (1978) asume que el episodio de extensión se desarrolla instantáneamente. Si bien esta asunción es incorrecta, puede ser considerada como válida cuando el evento extensivo tiene una duración menor a 20 millones de años. Este es el caso de la Cuenca Neuquina.

El factor de estiramiento β vincula la longitud final e inicial de la litósfera y brinda un valor numérico con el que se logra dimensionar la magnitud de la extensión.

Los parámetros utilizados para obtener las curvas de subsidencia teóricas propuestas por McKenzie (1978) en este trabajo, se adaptan a los valores esperados para las características de la litósfera sobre las que se desarrolla la Cuenca Neuquina. Es decir, son consistentes con una litósfera engrosada por el desarrollo previo del Orógeno Gondwánico, una duración de la extensión de 10 millones de años representada por el Ciclo Precuyano, y parámetros litosféricos estándar.

Si bien β puede ser hallado de diferentes maneras, en este trabajo se utilizó como metodología graficar diferentes curvas de subsidencia teóricas dependientes del valor de β y buscar la de mejor ajuste a los datos de subsidencia tectónica provenientes del análisis de subsidencia.

El factor de estiramiento β pudo ser determinado en tres pozos obteniéndose valores entre 1 y 14 %. Estos valores demuestran una magnitud de extensión baja a muy baja.

Si bien la densidad y distribución de los pozos utilizados para obtener el β es baja, localmente se observa, por medio del mapa de factor de estiramiento, que la tendencia al aumento de β ocurre en dirección sur-suroeste. Esta tendencia es similar a la observada para el aumento de la subsidencia tectónica obtenida en los capítulos de análisis de subsidencia.

Si bien mediante el análisis de subsidencia (1D y 2D) se apreció la discrepancia entre el comportamiento de las curvas de subsidencia tectónica y el ideal propuesto en el modelo de McKenzie (1978) para una cuenca en estadio de *post-rift*, a partir de las curvas de subsidencia teórica determinadas por β es posible cuantificar las magnitudes de estas discrepancias y, consecuentemente, realizar inferencias sobre los mecanismos causantes.

DISCUSIÓN

Introducción

Como fue detallado en el Capítulo 2 ([Marco geológico](#)), la evolución tectónica de la Cuenca Neuquina ha sido clásicamente dividida en tres diferentes etapas ([Howell et al., 2005](#)) sobre la base del supuesto mecanismo de subsidencia operante en la cuenca como así también por la presencia de unidades estratigráficas con parámetros texturales, características composicionales y relaciones de contacto particulares. Dichas etapas fueron denominadas:

a) Etapa inicial o de *rift* (Triásico Superior - Jurásico Inferior).

Esta etapa se caracteriza por el predominio de la tectónica extensional, la subsidencia mecánica y el consecuente desarrollo de estructuras de tipo graben y hemigraben constituyendo cuencas aisladas limitadas por fallas normales que incluyen depósitos silicoclásticos, volcánicos y volcanoclásticos de ambientes continentales ([Gulisano et al., 1984](#); [Franzese et al., 2006, 2007](#); [Pángaro et al., 2009](#); [D'Elia et al., 2012](#); [D'Elia y Martí, 2013](#)) agrupados bajo el nombre de Precuyano ([Gulisano et al., 1984](#)).

b) Segunda etapa o de *post-rift* (Jurásico Inferior - Cretácico Inferior).

Esta etapa se habría caracterizado por el predominio de la subsidencia termal, la expansión areal de los depósitos localizados en un único depocentro de extensión regional; y por iniciarse la construcción del arco magmático andino ([Uliana et al., 1989](#); [Franzese y Spalletti, 2001](#); [Ramos y Folguera, 2005](#); [Howell et al., 2005](#)). Durante esta etapa se desarrollaron una sucesión de eventos de inversión tectónica ([Vergani et al., 1995](#)) y ciclos de sedimentación marina y continental ([Legarreta y Gulisano, 1989](#)).

c) Tercera etapa o etapa de antepaís (Cretácico Inferior - Cenozoico).

Esta etapa sucede a la anterior y está caracterizada por el predominio de la subsidencia flexural ([Zapata y Folguera, 2005](#)) y la sedimentación continental, se inicia el levantamiento incipiente de los Andes asociado a la formación de la faja plegada y corrida del Agrio ([Zamora Valcarce et al., 2011](#)).

La definición de las mencionadas etapas evolutivas estuvo también condicionada por las similitudes que presentan con modelos teóricos ([McKenzie, 1978](#)) y ejemplos de evolución tectónica en otras cuencas mundialmente reconocidas de las que se posee un conocimiento más cabal. Sin embargo, la evolución tectónica de la Cuenca Neuquina ha sido más compleja que aquella que propone simplemente tres diferentes etapas. Sólo dentro del estadio de *post-rift* se han reconocido episodios de reestructuración ([Zavala, 1996a, 1996b](#); [Burgess et al., 2000](#)), extensión o reactivación ([Fernández Seveso et al., 1996](#);

Mescua et al., 2008; Barredo et al., 2008; Barredo y Stinco, 2010; Spalletti, 2013) e inversión (Ploszkiewicz et al., 1984; Vergani et al., 1995; Comínguez y Franzese, 2005; Kay y Ramos, 2006, entre otros), que demuestran alteraciones durante el desarrollo de la subsidencia termal. Por lo tanto, podría considerarse que la etapa de *post-rift* no evolucionó como una respuesta simple a la extensión inicial, sino que estuvo profundamente condicionada por el relieve estructural generado durante la fase de *syn-rift* y por diversos eventos tectónicos. Asimismo, es notable que esta etapa de subsidencia posea una duración de alrededor de 60 millones de años y aún en sus estadios finales genere el espacio de acomodación para alojar centenares de metros de sedimentos. Dentro de este marco, sólo a través del análisis de subsidencia se pueden detectar las variaciones en los patrones de subsidencia e inferir los mecanismos generadores de la misma (Xie y Heller, 2009) y así, adquirir un mayor entendimiento de la evolución tectónica de la cuenca para el periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio.

En este trabajo, el análisis de la subsidencia durante el periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior se llevará a cabo desde la descripción e interpretación de la magnitud, geometría y distribución de los espesores de las unidades estratigráficas involucradas y desde el análisis de curvas de subsidencia tectónica. Ambos aspectos serán posteriormente evaluados en conjunto para realizar un análisis integral de la evolución tectónica de la Cuenca Neuquina para el área de estudio en el intervalo considerado.

Geometría y distribución del relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio

La obtención de datos para este análisis se llevó a cabo en el Capítulo 4 ([Relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior y estructura del área de estudio](#)).

A partir de los datos de espesor provenientes de afloramientos y del subsuelo, se pudo determinar que existe una migración de las zonas depocentrales de la cuenca durante la etapa de *post-rift*, presentando inicialmente una localización sur-suroeste y finalizando con una ubicación oeste-suroeste para el área de estudio ([Figura 4.11](#)). La relocalización de los depocentros dentro de una cuenca es el resultado de modificaciones en la paleopendiente regional y podría representar la reconfiguración estructural de la misma. El análisis de los mapas de espesor generados para las unidades estratigráficas del *post-rift* ([Figuras 4.5 a 4.10](#)) sugiere que la mencionada migración sucede durante la transición entre el Grupo Lotena y el Grupo Mendoza, es decir, hacia el Jurásico Tardío. Esto permite presumir que la discordancia Intramálmica, que representa el límite entre los grupos Lotena y Mendoza, no sólo constituye el mayor episodio de inversión documentado para la Cuenca Neuquina ([Leanza, 2009](#)) junto con la reconfiguración del tipo, magnitud y proveniencia de los depósitos, sino también procesos de reorganización de los depocentros durante la etapa de *post-rift*. Durante los estadios iniciales de la etapa de *post-rift* hasta el Kimmeridgiano,

las unidades estratigráficas parecerían respetar la geometría heredada de la extensión mecánica inicial para luego cambiar a una orientación con influencia andina. Por lo tanto, la mencionada reorganización podría deberse a cambios estructurales en la cuenca que involucraron tanto la migración y crecimiento de cargas sobre la litósfera asociadas al arco volcánico andino (Vicente, 2005; Spalletti, 2013), la reactivación de fallas normales del Jurásico Inferior (Mescua et al., 2008) y el apilamiento tectónico por inversión (Vergani et al., 1995) y/o cizalla transpresiva y transtensiva para el área de la Dorsal de Huincul (Ploszkiewicz et al., 1984; Grimaldi y Dorobek, 2004; Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008). Sin embargo, estos cambios en la distribución de los espesores no deben atribuirse directamente a modificaciones en los procesos de subsidencia en la cuenca, ya que la presencia de mayores espesores no guarda relación inequívoca con una mayor subsidencia.

Con respecto a la relación entre las estructuras y la geometría de las unidades estratigráficas, cabe destacar que en ningún caso se apreció en los afloramientos de la Sierra de Cara Cura ni en las líneas sísmicas del área de estudio, así como tampoco fue mencionado para la Sierra de Reyes, un control estructural sobre la distribución de los espesores para los grupos Cuyo, Lotena o Mendoza. Es decir, no se observaron evidencias de la existencia de estructuras, ya sea relacionadas al origen de la cuenca o contemporáneas con la etapa de *post-rift*, que controlen el espesor de dichas unidades, sino que las variaciones de espesor parecerían estar vinculadas a cuestiones exclusivamente estratigráficas. Por el contrario, las estructuras encontradas que afectan a la secuencia de *post-rift*, no pudieron ser vinculadas con estructuras originarias de la cuenca ni ejercen control alguno sobre los espesores de las unidades de esta etapa, por lo que fueron asumidas como estructuras posteriores a la acumulación del relleno de *post-rift* (Figura 4.15).

Análisis de las curvas de subsidencia tectónica del área de estudio

Actualmente no caben dudas sobre el origen extensional de la Cuenca Neuquina. Tanto en subsuelo como en afloramientos se observa la existencia de grábenes y hemigrábenes con rellenos que superan los 2000 metros de espesor de materiales silicoclásticos, volcánicos y volcanoclásticos, y que conforman depocentros aislados (Cristallini et al., 2009). La etapa de *post-rift* habría comenzado en el Hettangiano o Pliensbachiano según la localización en la cuenca, y se habría extendido hasta el Cretácico Inferior. Sin embargo, las curvas de subsidencia tectónica obtenidas para el área de estudio muestran variaciones de la tasa de hundimiento tectónico sustancialmente distintas a las esperadas para una etapa dominada por la subsidencia termal (Figura 7.1).

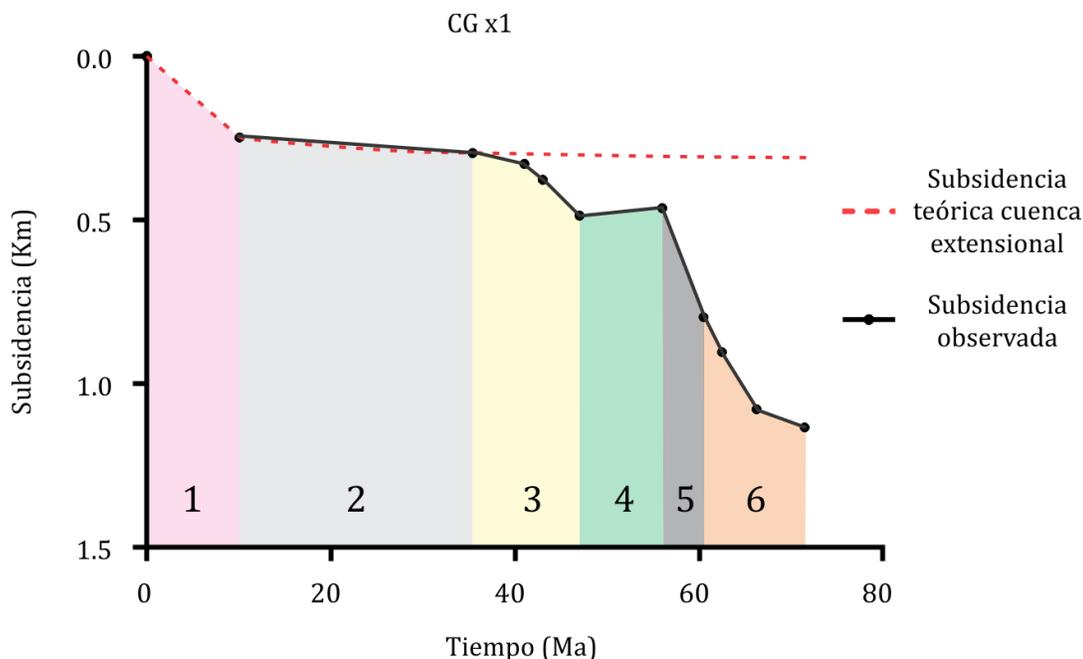


Fig. 7.1. Curva de subsidencia tectónica obtenida para el pozo CG x1, sus diferencias respecto con la curva de subsidencia termal teórica y subdivisiones (1 a 6) consideradas para la descripción de las mismas.

Para la totalidad de los pozos y perfiles analizados, las curvas de subsidencia tectónica se apartan de la evolución teórica de la cuenca extensional inicial y muestran un patrón geométrico similar. La descripción geométrica de las curvas de subsidencia tectónica obtenidas puede realizarse haciendo la siguiente subdivisión por intervalos (Figura 7.1):

- 1) Intervalo inicial con geometría lineal y de alta pendiente negativa.
- 2) Intervalo con geometría cóncava hacia arriba y de tendencia asintótica.
- 3) Intervalo con geometría convexa hacia arriba.
- 4) Intervalo de geometría lineal y pendiente positiva.
- 5) Intervalo con geometría lineal y alta pendiente negativa.
- 6) Intervalo con geometría levemente cóncava hacia arriba.

A continuación, se llevará a cabo el análisis e interpretación de cada segmento descripto. Las edades asignadas a cada intervalo, han sido definidas en el Capítulo 5 (Análisis geohistórico, *backstripping* y curvas de subsidencia tectónica).

Intervalo 1: Entre 200 y 190 millones de años. Este segmento muestra una geometría lineal y de alta pendiente negativa con una duración aproximada de 10 millones de años (Figura 7.1). Estas particularidades son características de los episodios de extensión mecánica (Allen y Allen, 2005), con una rápida generación de espacio de acomodación por medio de estructuras de fallamiento normal y el consecuente desarrollo de grábenes o hemigrábenes. Este intervalo representa al estadio de *syn-rift* de la cuenca, durante el cual se produjo la acumulación del Ciclo Precuyano.

Intervalo 2: Entre 190 y 164,6 millones de años. Este segmento muestra una geometría ligeramente cóncava hacia arriba con una duración de más de 30 millones de años, durante el cual tuvo lugar la acumulación del Grupo Cuyo. En conjunto con el Intervalo 1, forman la dupla característica de las cuencas de origen extensional (Allen y Allen, 2005) en las que se observa una rápida generación de subsidencia para el periodo inicial, seguida de un largo periodo de subsidencia termal de geometría cóncava, que paulatinamente pierde representatividad en el tiempo (McKenzie, 1978) (Figura 7.2).

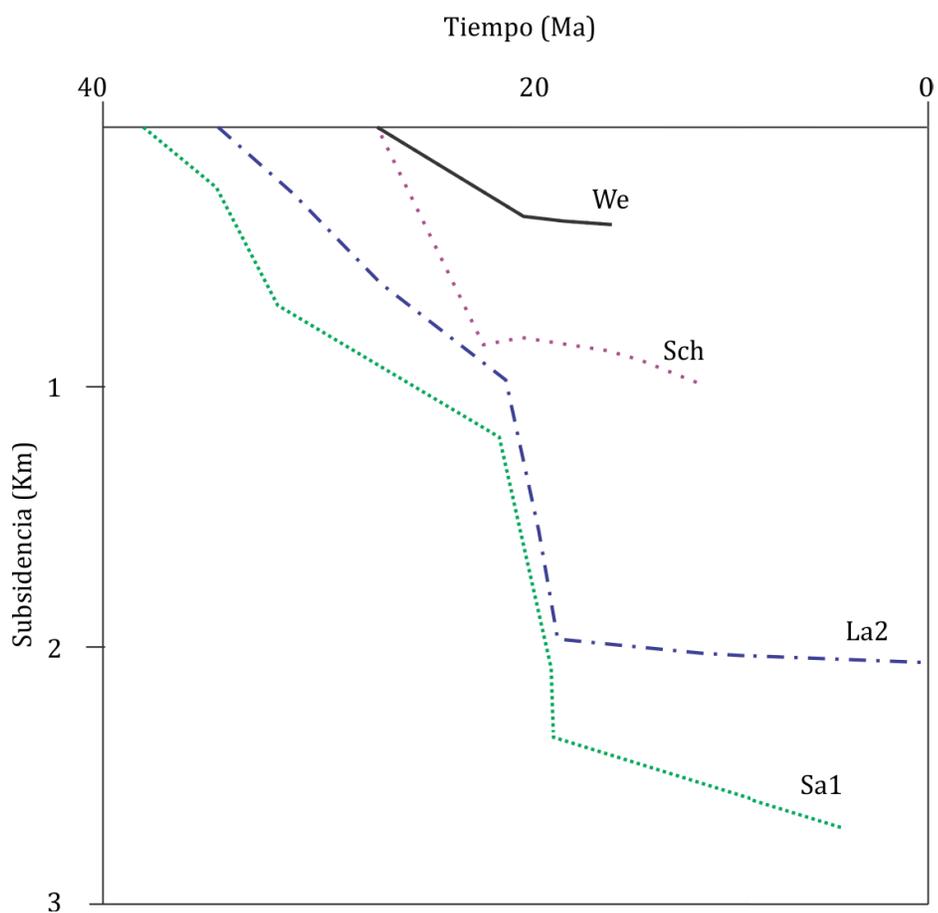


Fig. 7.2. Geometría característica de las curvas de subsidencia de cuencas extensionales. Curvas de espesores descompactados a partir de datos de pozo para la fase de *rift* Terciario del río Rin. SA1 Sandhausen, La2 Landau 2, Sch Schafisheim, WE Weiach. Tomado de [Allen y Allen \(2005\)](#).

Intervalo 3: Entre 164,6 y 153 millones de años. Este segmento presenta una geometría convexa hacia arriba, involucrando alrededor de 11 millones de años y representa al intervalo de acumulación del Grupo Lotena (Figura 7.1). La geometría convexa hacia arriba en curvas de subsidencia tectónica se asocia con aquellas cuencas dominadas por subsidencia flexural (Allen y Allen, 2005). En este intervalo no solo se incrementa la subsidencia, apartándose del comportamiento de subsidencia termal que presentaba hacia la finalización del Grupo Cuyo, sino que aumenta con tasa creciente. Esto significa que el inicio del Grupo Lotena estaría marcado por un cambio en el mecanismo de subsidencia dominante en la cuenca. Este cambio coincide con la presencia de la discontinuidad Intracalloviana, que en el sector sur de la cuenca pone en contacto a los grupos Cuyo y Lotena en relación de angularidad (Zavala, 2002).

Intervalo 4: Entre 153 y 144 millones de años. Este intervalo de geometría lineal, pendiente positiva y que abarca alrededor de 11 millones de años de duración, se corresponde con el periodo de acumulación de la Formación Tordillo (Figura 7.1). La geometría de este segmento refleja el ascenso del basamento de la Cuenca Neuquina. La Formación Tordillo constituye la unidad basal del Grupo Mendoza y se dispone sobre la discordancia Intramálmica. Esta última representa un importante evento de restructuración de la cuenca, no solo por el progresivo emplazamiento de la Dorsal de Huincul de rumbo aproximadamente este – oeste (Orcheula et al., 1981; Ploszkiewicz et al., 1984; Uliana et al., 1995; Vergani et al., 1995; Vergani, 2005), sino también por el desarrollo del arco magmático kimmeridgiano de disposición paralela a la cadena andina. La evolución del arco magmático andino ejercería una fuerte influencia sobre la evolución tectónica de la cuenca y su arreglo estratigráfico (Spalletti, 2013).

Intervalo 5: Entre 144 y 139.5 millones de años. Intervalo con geometría lineal, alta pendiente negativa y gran magnitud. Comprende alrededor de 5 millones de años durante los cuales se produjo la acumulación de la Formación Vaca Muerta (Figura 7.1). Al igual que el Intervalo 1, las propiedades geométricas de las curvas de subsidencia para este periodo son características de una rápida generación de espacio de acomodación.

Intervalo 6: Entre 139.5 y 128.5 millones de años. Intervalo de 11 millones de años de duración con geometría levemente cóncava hacia arriba, durante el cual se dio la acumulación de las formaciones Mulichinco y Agrio. En conjunto con el Intervalo 5, implicarían una rápida subsidencia inicial lineal seguida de un largo periodo de subsidencia a una tasa menor y que pierde representatividad en el tiempo (Figura 7.1).

Análisis tectono-estratigráfico

El análisis tectono-estratigráfico consiste en el estudio de las relaciones entre las grandes unidades litoestratigráficas y la configuración tectónica al momento de su acumulación (Watkinson et al., 1977). Una unidad tectono-estratigráfica es una combinación de todas las unidades litoestratigráficas que se acumularon en ciertas condiciones tectónicas y, por lo tanto, puede incluir una o varias unidades cronoestratigráficas pertenecientes a un mismo periodo de evolución tectónica de una región. La duración del mencionado periodo depende de la complejidad de la evolución de la cuenca y del nivel de detalle del estudio (Nikishin y Kopaevich, 2009). Los estudios tectono-estratigráficos se basan en un esquema estratigráfico para cada cuenca sedimentaria, que se construye a partir de datos sintéticos provenientes de la geología de campo, registro de pozos y secciones sísmicas. La vinculación de todos estos datos en un sistema integral junto con la identificación de unidades cronoestratigráficas regionales es la etapa más importante del proceso.

A partir del procesamiento de los datos y la información obtenida, se realizará el análisis tectono-estratigráfico durante el periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina en el área de estudio con base en la interpretación y/o asociación de unidades tectono-estratigráficas.

Etapa de cuenca extensional: Esta etapa comprende los Intervalos 1 y 2 de las curvas de subsidencia tectónica (Figura 7.1), los cuales responden en conjunto de manera consistente con el comportamiento esperado para el modelo de extensión de McKenzie (1978). Este modelo propone que la subsidencia tectónica total (STT) para una cuenca de origen extensional, corresponde a la suma de la subsidencia mecánica inicial (SI) más la subsidencia termal subsiguiente (ST):

$$STT = SI + ST$$

A su vez, es posible calcular la magnitud de la subsidencia inicial SI según:

$$SI = \frac{(1 - 1/\beta) \left[(\rho_m - \rho_c) \frac{E_c}{E_l} \left(1 - \alpha T_a \frac{E_c}{E_l} \right) - \left(\alpha T_a \frac{\rho_m}{2} \right) \right] E_l}{[\rho_m (1 - \alpha T_a) - \rho_w]}$$

En donde β es el factor de estiramiento, ρ_m la densidad del manto, ρ_c la densidad de la corteza, E_c el espesor de la corteza, E_l el espesor de la litósfera, α el coeficiente de expansión termal, T_a la temperatura

de la astenósfera y ρ_w la densidad del agua. En este trabajo se utilizaron valores estándar y aquellos obtenidos en el Capítulo 6 ([Extensión inicial](#)), y se resumen en la [Tabla 7.1](#).

Tabla 7.1. Valores utilizados para el cálculo de la subsidencia inicial y termal.

El	150000	m
ρ_m	3330	Kg/m ³
ρ_c	2700	Kg/m ³
Ec	30000	m
Ta	1333	°C
α	0.0000328	°C ⁻¹
ρ_w	1000	Kg/m ³
κ	8×10^{-7}	m ² /s

Por su parte, la subsidencia termal ST es función del tiempo desde su inicio y puede ser calculada mediante:

$$ST(t) = \frac{4 \rho_m \alpha T_a E_l}{\pi^2 (\rho_m - \rho_w)} \left(\frac{\beta}{\pi} \operatorname{sen} \left(\frac{\pi}{\beta} \right) \right) \left(1 - \exp \left(-\frac{t}{\tau} \right) \right)$$

Donde π es la constante matemática, t el tiempo a partir de la extensión, τ es la constante de equilibrio térmico $\tau = E_l^2 / \kappa \pi^2$, y κ la constante de difusión termal.

Los factores de extensión β obtenidos a través del método de mejor ajuste entre curvas de subsidencia teóricas para cuencas extensionales ([Figura 7.1](#)) y los valores de subsidencia tectónica obtenidos por *backstripping* en el Capítulo 6 ([Extensión inicial](#)), arrojaron resultados de entre 1.01 y 1.14 (entre 1 y 14 %). Si bien la información obtenida sobre el factor de estiramiento posee un carácter local incluso dentro del área de estudio, dichos valores se corresponden con los observados en zonas marginales de cuencas de *rift* ([Fletcher et al., 2013](#)), siendo además similares a los mencionados en la bibliografía existente para la Cuenca Neuquina ([Franzese et al., 2004](#)). El factor β puede ser determinado también a partir de los valores de subsidencia para la etapa de *post-rift* mediante:

$$ST(t) = D_0 \left(1 - \exp \left(-\frac{t - t_0}{\tau} \right) \right) \quad (1)$$

Donde D_0 es la subsidencia termal final y $t - t_0$ es el tiempo desde el inicio del *post-rift*. ([Watts, 2001](#)).

Aplicando la fórmula (1) sobre la subsidencia obtenida para el Grupo Cuyo en cada uno de los pozos y perfiles disponibles, se construyó un mapa de factor de estiramiento β que represente la totalidad del área de estudio (Figura 7.3).

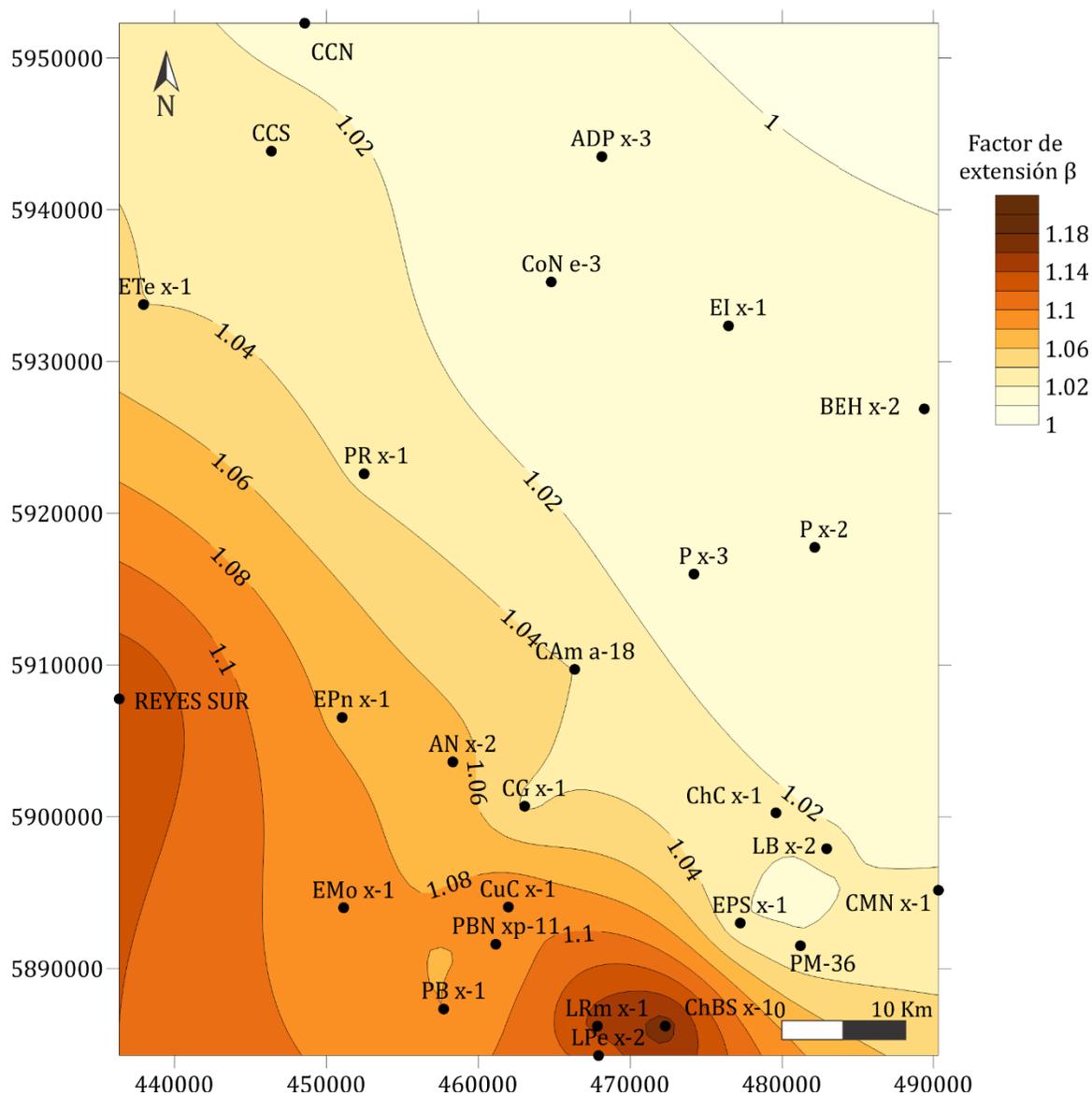


Fig. 7.3. Mapa de factor de estiramiento β para el área de estudio construido a partir de los valores de subsidencia de la etapa de *post-rift*.

Comparando el mapa de factor de estiramiento (Figura 7.3) con el mapa de espesor obtenido para el Grupo Cuyo (Figura 4.5), se observa que existe una clara relación entre ambos parámetros, ya que los máximos espesores acumulados coinciden con los mayores valores de β . Esto sugiere que la distribución de espesores para el Grupo Cuyo pudo haber estado condicionada, en parte, por la topografía heredada de la etapa de *rift* de la cuenca. Dentro de este marco, el Grupo Cuyo puede ser descrito como una supersecuencia de somerización que comienza con un evento de inundación sobre los depósitos del Ciclo Precuyano y que finaliza en el Calloviano Medio con la continentalización de los depósitos y la acumulación de evaporitas en zonas depocentrales (Legarreta y Uliana, 1996; Arregui et al., 2011). Este arreglo vertical es consistente con lo esperado para una etapa de subsidencia termal, en la que las cuencas pierden progresivamente la capacidad de generar espacio de acomodación dado que la tasa de generación de subsidencia disminuye y, por lo tanto, comienza su colmatación. La evolución estratigráfica del Grupo Cuyo en el área de estudio representada por las formaciones Los Molles, Bardas Blancas y Lajas podría representar la progradación progresiva de sistemas de acumulación más someros debido a la colmatación de una cuenca extensional durante el Hettangiano – Sinemuriano y el Calloviano. Si la evolución del *post-rift* sensu Howell et al. (2005) en la Cuenca Neuquina hubiese estado determinada exclusivamente por la subsidencia termal, la subsidencia habría alcanzado un máximo de 700 metros para el área de estudio, cuando, en cambio, se observa que ese valor ha sido superado en más de un 100%, cuestión que ya había sido mencionada por Franzese et al. (2004). A continuación, se discutirá la posibilidad de que esta diferencia se deba al accionar sincrónico de otro u otros mecanismos de subsidencia.

Etapa de basculamiento dinámico I: Esta etapa se corresponde con el Intervalo 3 de las curvas de subsidencia tectónica (Figura 7.1). Involucra a las Formaciones Lotena, La Manga y Auquilco constituyendo el Grupo Lotena, el cual se encuentra limitado en base y techo por las discontinuidades Intracalloviana e Intramálmica respectivamente. Dada la geometría convexa de las curvas de subsidencia tectónica para este intervalo, se podría afirmar que la acumulación del Grupo Lotena estuvo controlada por un mecanismo de subsidencia flexural (Allen y Allen, 2005), diferente a la termal dominante hasta la finalización del Grupo Cuyo. Las cuencas dominadas por subsidencia flexural más representativas son las conocidas como cuencas de antepaís, entre las cuales se encuentran las cuencas de retro-arco andino actuales (Ramos, 1978; DeCelles y Giles, 1996; Franzese et al., 2011; D'Elía et al., 2016). Sin embargo, las características de las curvas de subsidencia de este intervalo evolutivo para el área de estudio no permiten que esta etapa sea clasificada como una cuenca de antepaís, ya que no cumplen con la relación “Duración de la subsidencia/Tasa de subsidencia tectónica” establecida para este tipo de cuencas (Allen y Allen, 2005) (Figura 7.4).

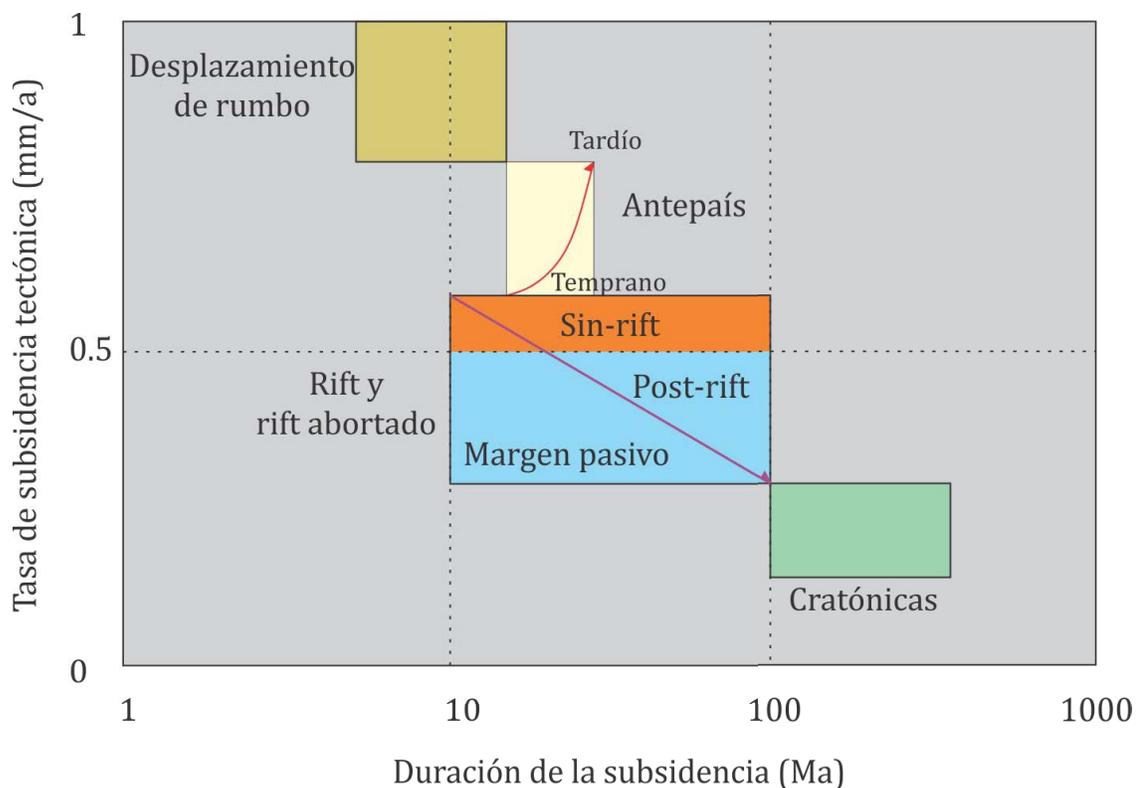


Fig. 7.4. Esquema de clasificación de cuencas en función de la relación "Duración de la subsidencia/Tasa de subsidencia tectónica". Modificado de [Allen y Allen \(2005\)](#).

Los espesores de relleno de las cuencas de antepaís alcanzan la decena de kilómetros ([Allen y Allen, 2005](#)), mientras que el Grupo Lotena en el área de estudio presenta un máximo de 200 metros e incluso en los sectores depocentrales de la Cuenca Neuquina llega a poco más de 1000 metros de espesor ([Arregui et al., 2011](#)). A su vez, las cuencas de antepaís tienen una duración de entre 20 y 80 millones de años y una tasa máxima de generación de subsidencia de entre 0.05 y 0.5 mm/año ([Naylor y Sinclair, 2008](#); [Sinclair, 2012](#)) ([Figura 7.4](#)), mientras que el Grupo Lotena posee una duración de unos 11 millones de años y, para el área de estudio, presenta una tasa de generación de subsidencia de hasta 1 orden de magnitud menor al mínimo mencionado. Por otra parte, no han sido documentadas discontinuidades dentro del Grupo Lotena, como así tampoco otros rasgos característicos de los depósitos de cuencas de antepaís (por ejemplo estratos de crecimiento), por lo que el origen de la subsidencia no podría atribuirse a la migración de una cuña tectónica. Si bien no existe registro de actividad magmática dentro del Grupo Lotena, para el periodo Calloviano-Oxfordiano existen evidencias de la elevación de un arco volcánico localizado en la actual Cordillera de la Costa de Chile, que habría actuado como fuente de material clástico y volcánico durante ese periodo ([Charrier et al., 2007](#); [Nasi y Thiele, 2010](#)). Como ha sido demostrado, la carga producida por el crecimiento en altura de aparatos volcánicos sobre la litósfera puede provocar la flexura de la misma

(Collier y Watts, 2001; Turcotte y Schubert, 2002). Por lo tanto, el arco volcánico de la Cordillera de la Costa podría haber sido el causante de la generación de la subsidencia flexural que permitió la acumulación del Grupo Lotena.

La deflexión de una placa puede ser determinada asumiendo un equilibrio bajo la acción de todas las fuerzas y torques aplicadas sobre ella. Considerando una placa elástica de tamaño finito, pero lo suficientemente mayor al espesor h de ésta y al desplazamiento vertical $w(x,y)$, la ecuación general que relaciona el equilibrio de desplazamiento vertical $w(x,y)$ con la acción de una carga vertical $R(x,y)$ queda expresada en coordenadas cartesianas ortogonales por (Turcotte y Schubert, 2002):

$$\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + \frac{\partial^4 w}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 w}{\partial y^4} = \frac{R(x,y)}{D} \quad (2)$$

Donde D es la rigidez flexural:

$$D = \frac{E h^3}{12 (1 - \nu^2)}$$

La rigidez flexural D indica el grado de resistencia que opone una placa de espesor h , módulo de Young E y razón de Poisson ν , a curvarse bajo la aplicación de fuerzas. Si la carga aplicada sobre una placa es de densidad homogénea e isotrópica, se verifica una equivalencia física tanto en la dirección x como en la dirección y , por lo que se puede prescindir de una de las direcciones. De esta manera, la ecuación (2) es equivalente a:

$$D \frac{d^4 w(x)}{dx^4} = R(x) \quad (3)$$

En la litósfera el campo de esfuerzos verticales está constituido básicamente por dos componentes: una carga topográfica de la corteza $P(x)$ dirigida hacia abajo, y el empuje hidrostático $Q(x)$ dirigido hacia arriba producido por el manto. En esas condiciones:

$$R(x) = P(x) - Q(x).$$

Asumiendo que la flexión de la placa litosférica se rellena con rocas de la corteza, la fuerza de flotabilidad ejercida por el manto puede ser expresada como el peso del manto desplazado menos el peso de las rocas de la corteza (Turcotte y Schubert, 2002), es decir:

$$Q(x) = (\rho_m - \rho_c) g w(x) \quad (3)$$

Donde ρ_m es la densidad de manto, ρ_c es la densidad de la corteza y g es la aceleración de la gravedad.

Reemplazando la ecuación (4) en (3), se deriva:

$$D \frac{d^4 w(x)}{dx^4} + (\rho m - \rho c) g w(x) = P(x)$$

Esta es la ecuación para una placa elástica delgada ideal de espesor h que modela parte de la litósfera continental (Vázquez-Rodríguez y López-Águila, 2013).

La hipótesis de que la carga generada por volcanismo en la Cordillera de la Costa de Chile pudiese generar la subsidencia observada para este periodo fue puesta a prueba. Para esto, se calculó la altura que debería tener un aparato volcánico de densidad 2700 Kg/m^3 , emplazado sobre una litósfera con espesor elástico estimado de 5 kilómetros —Capítulo 5 (Análisis geohistórico, *backstripping* y curvas de subsidencia tectónica) — y ubicado a 250 kilómetros de distancia para generar una subsidencia del orden de los 200 metros en el área de estudio. Los resultados obtenidos indican que no es posible generar la subsidencia tectónica observada en el área de estudio sin importar la altura con la que se configure la carga sobre una litósfera con las mencionadas características. En la (Figura 7.5) puede observarse cómo el modelado de la flexión para una carga volcánica de 2000 metros y una litósfera con las propiedades mencionadas, genera que los movimientos verticales de la litósfera se localicen fuera del área de estudio. Utilizando una carga con altura de 500, 1000 y 1500 metros solo se obtuvieron diferentes valores de subsidencia, pero en ningún caso se logró generar movimientos verticales de la litósfera para el área de estudio.

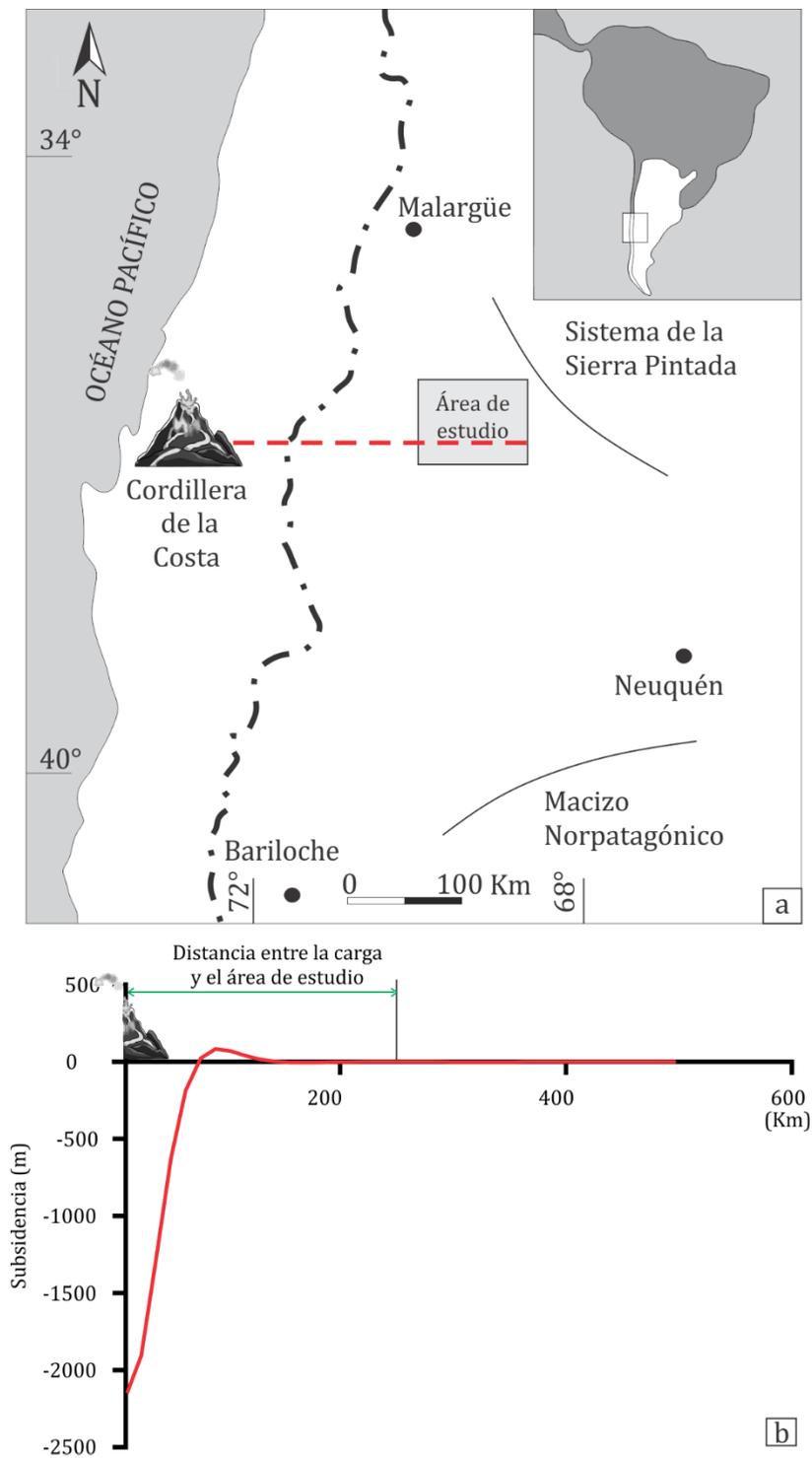


Fig. 7.5. a) Ubicación de la Cordillera de la Costa y distancia al área de estudio. **b)** Curva de subsidencia generada por una carga de 100 km de base, altura = 2000 m, y densidad = 2700 Kg/m³, sobre litósfera $T_e=5$ km.

Por lo tanto, podría descartarse la flexura generada por la carga de un arco magmático como mecanismo de subsidencia principal para la acumulación del Grupo Lotena en el área de estudio. Cabe recordar que más de un mecanismo de subsidencia puede estar actuando simultáneamente durante la evolución de las cuencas, situación que se da comúnmente en los límites de placa convergentes océano – continente (Allen y Allen, 2005). En estas regiones, la subsidencia dinámica asociada con la subducción de una litósfera oceánica actúa de manera significativa (Painter y Carrapa, 2013). La geometría con forma de rampa del basculamiento continental hacia la zona de subducción, reflejada por la preservación de paquetes estratigráficos con morfología de cuña que se extienden más de 1000 kilómetros desde la trinchera hacia el interior del continente, ha sido considerada como una evidencia de los efectos de la topografía dinámica asociada a la subducción de placas oceánicas con bajo ángulo (Mitrovica et al., 1989; Burgess et al., 1997). Aunque la amplitud de la topografía dinámica más allá de la zona de subducción es controversial, se considera que la longitud de onda se extiende de 1000 a 2000 kilómetros desde la trinchera hacia el interior del continente (Allen y Allen, 2005). Consecuentemente, la topografía dinámica puede ser reconocida como aquella subsidencia que se extiende por detrás de la ubicación del retro-arco en las cuencas de antepaís (Allen y Allen, 2005). Si bien la subsidencia asociada a la topografía dinámica ha sido estimada en unos 500 metros para modelos de placas en subducción (Hager y Clayton, 1989), su medición resulta compleja en zonas distales a la trinchera debido a que se torna dificultosa su diferenciación de otras formas de subsidencia (Allen y Allen, 2005). Un estudio llevado a cabo en el suroeste del Pacífico (Wheeler y White, 2000), revela que la subsidencia dinámica asociada a una longitud de onda de 1000 kilómetros, alcanzaría un máximo de 300 metros en la zona del tras-arco. Una forma de estimar la subsidencia dinámica es considerar que está constituida por dos componentes: a) uno exponencial con λ como exponente y una deflexión máxima fm , y b) un basculamiento lineal con un gradiente máximo α en kilómetros⁻¹ y una distancia máxima desde la trinchera a la que ocurre el basculamiento η , relacionadas mediante (Gurnis, 1992; Coakley y Gurnis, 1995; Burgess y Gurnis, 1995):

$$f(x) = fm (e^{-x/\lambda}) + \alpha(\eta - x)$$

Utilizando valores actuales en sectores ubicados detrás de la trinchera para estos parámetros ($\lambda = 220$ kilómetros, $fm = 500$ metros, $\alpha = 0.2$ kilómetros⁻¹, y $\eta = 1000$ kilómetros), se obtiene una curva de subsidencia dinámica teórica (Figura 7.6). Es importante mencionar que un valor de $\eta = 1000$ representa una litósfera oceánica que subduce con un ángulo mayor a 45 grados (Allen y Allen, 2005).

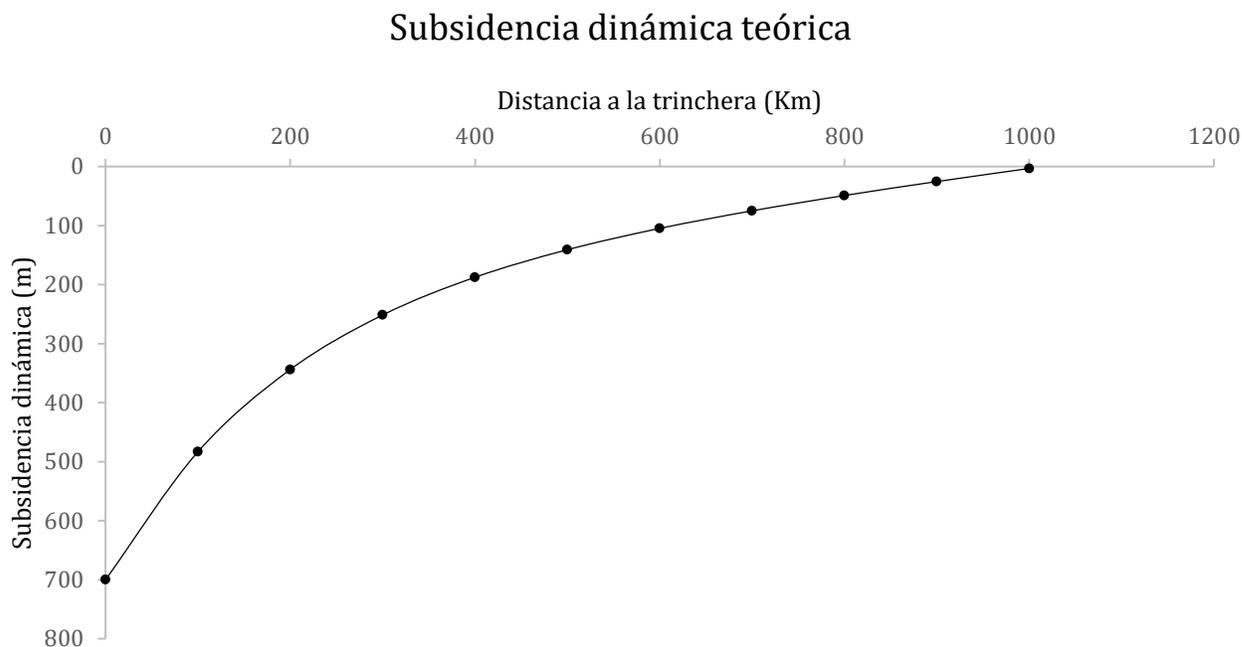


Fig. 7.6. Perfil teórico de la litósfera para la subsidencia dinámica utilizando parámetros actuales.

La zona de estudio se localizaría, sin contemplar el acortamiento producido por la orogenia andina, a unos 400 kilómetros de la trinchera, por lo que la subsidencia dinámica teórica debería presentar un valor de 187,66 metros (Figura 7.6). Esto permite presumir que la subsidencia dinámica asociada al restablecimiento de la subducción en el margen continental de Gondwana hacia el Jurásico Inferior (Charrier et al., 2007; Ramos et al., 2011) podría explicar los aproximadamente 200 metros de subsidencia anómala observados para el Grupo Lotena respecto de la subsidencia teórica esperada para una cuenca de origen extensional (Figura 7.7), lo que no descarta la influencia de la flexión generada por el crecimiento de la Cordillera de la Costa en sectores más occidentales de la cuenca. De este modo, el inicio de la acumulación del Grupo Lotena representaría un evento de modificación del mecanismo de subsidencia en el área de estudio desde un dominio termal operante durante la acumulación del Grupo Cuyo a uno dominado por la subsidencia dinámica representado por el Grupo Lotena. La subsidencia dinámica asociada al restablecimiento de la subducción en márgenes convergentes que genera la geometría convexa en las curvas de subsidencia tectónica, que se apartan del comportamiento teórico esperado para cuencas de origen extensional, ha sido documentada en otras cuencas (Baur et al., 2014). A estas etapas, en la que se observa la flexión de la litósfera debido a la subsidencia dinámica asociada al restableciendo de la subducción y previa al desarrollo del arco magmático, se ha propuesto denominarlas como etapas de pre-arco (Baur et al., 2014).

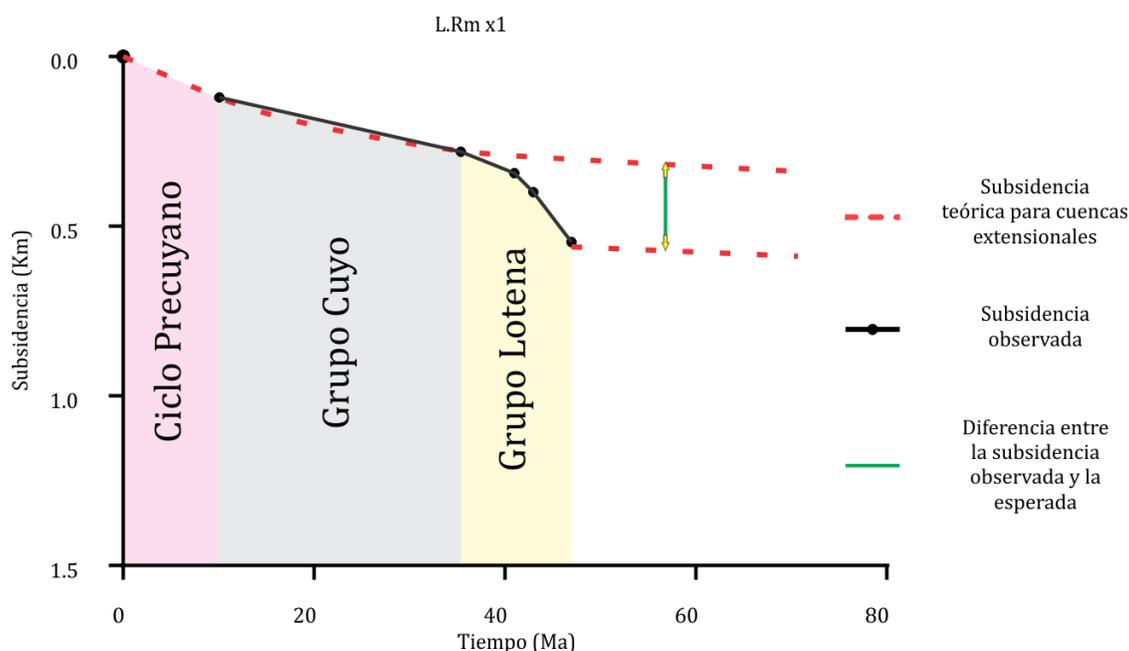


Fig. 7.7. Diferencia entre la subsidencia tectónica observada para la finalización del Gr. Lotena y la esperada según las curvas de subsidencia teóricas para cuencas extensionales de McKenzie (1978).

Etapa de levantamiento y sub-relleno: Esta etapa se corresponde con el **Intervalo 4** descrito para las curvas de subsidencia tectónica (Figura 7.1) e incluye a la Formación Tordillo, constituyendo la unidad basal del Grupo Mendoza por sobre la discordancia Intramálmica. El cambio de geometría e inversión de pendiente en las curvas de subsidencia tectónica podría manifestar, para el área de estudio, el importante evento de levantamiento documentado para la cuenca durante el Kimmeridgiano (Rossel et al., 2014).

Un punto dado de la superficie terrestre puede experimentar cambios verticales en su posición con respecto a un nivel de referencia, debido a: a) levantamiento de las rocas subyacentes por tectónica o isostasia; b) denudación o depositación sobre la superficie; o c) por la compactación de los sedimentos subyacentes. Todos estos factores pueden contribuir en el levantamiento o subsidencia de la superficie terrestre (Allen y Allen, 2005). Dentro de este contexto, no han sido documentados eventos de inversión tectónica en el área de estudio durante el Kimmeridgiano, por lo cual puede ser descartada como una posible causa del alzamiento. Por su parte, un levantamiento isostático generalizado de la Cuenca Neuquina podría ser desestimado ya que si bien en el área de estudio se observa un claro levantamiento, en otros sectores de la cuenca se produjo la acumulación de más de 900 metros de sedimentos correspondientes a la Formación Tordillo (Spalletti et al., 2011). Por lo tanto, el mencionado levantamiento podría estar relacionado a procesos que generen alzamiento y subsidencia de manera simultánea en diferentes sectores

de una cuenca. Este comportamiento de la litósfera podría ser explicado a través de la subsidencia flexural teórica, en donde la litósfera se curva debido al incremento de la carga sobre la misma provocando movimientos verticales, ascendentes o descendentes, en diversos sectores. El perfil litosférico generado por una determinada carga sobre una litósfera con una rigidez flexural D dada, se observa a continuación (Figura 7.8).

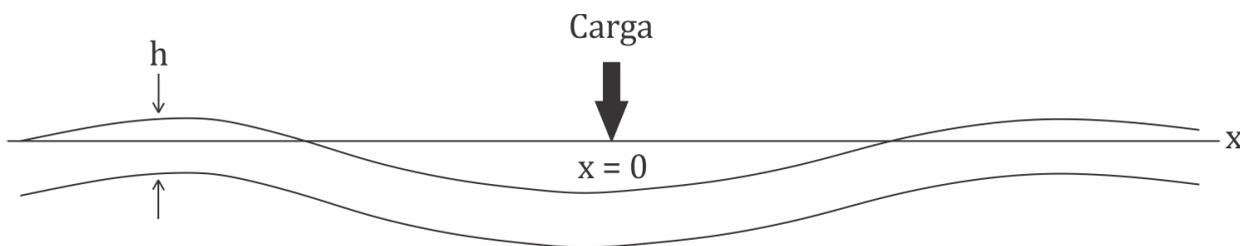


Fig. 7.8. Perfil teórico del comportamiento flexural de una viga continua de espesor h soportando una carga en $x = 0$. Tomado de [Turcotte y Schubert \(2002\)](#).

En la Figura 7.8 puede observarse cómo la flexura genera movimientos verticales descendentes y ascendentes en una placa elástica, que para el caso de la litósfera conformarían zonas de potencial acumulación o erosión, respectivamente, y que compartimentan la flexura en diferentes provincias flexurales (Catuneanu, 2004). Estas zonas de ascenso y descenso no son estáticas en el tiempo, sino que presentan movimientos laterales en función de su distancia respecto a la carga y a la altura de la misma (Figura 7.9 a). Los compartimentos generados por la flexura litosférica se denominan *foredeep*, *bulge* y *back-bulge* (Figura 7.9 b).

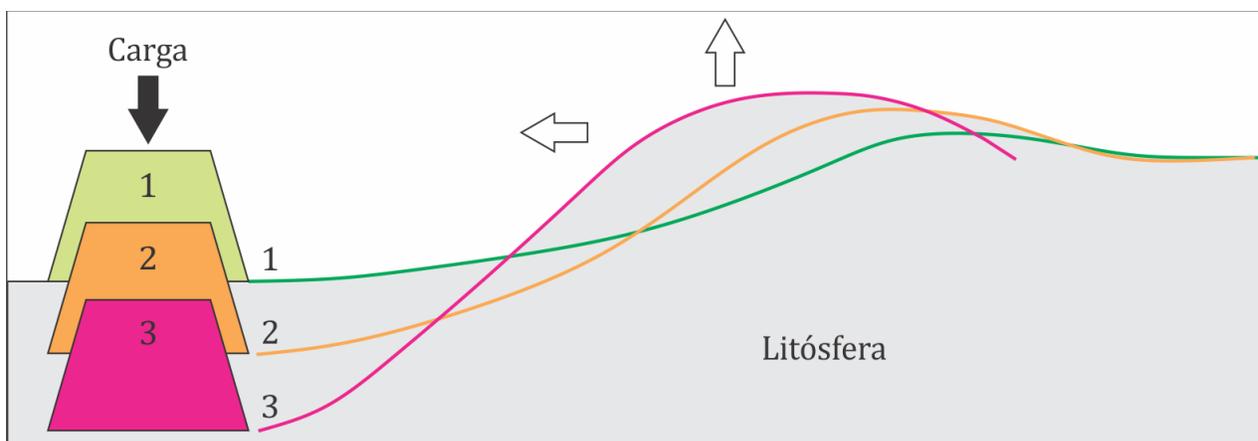


Fig. 7.9a. Comportamiento flexural de la litósfera frente a diferentes cargas y respuesta del *bulge*. Modificado de [Beaumont et al. \(1988\)](#).

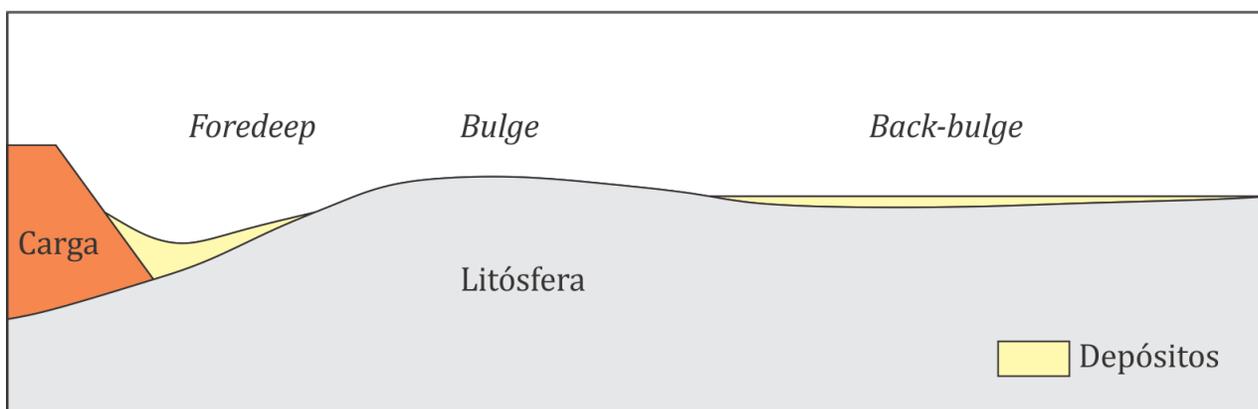


Fig. 7.9b. Comportamiento teórico de la flexión litosférica debido a la carga y diferentes provincias flexurales. Modificado de [Catuneanu \(2004\)](#).

Como ha sido expuesto en el Capítulo 5 ([Análisis geohistórico](#), [backstripping](#) y [curvas de subsidencia tectónica](#)), el levantamiento del basamento observado en las curvas de subsidencia tectónica obtenidas para el área de estudio durante esta etapa, toma un valor promedio de unos 40 metros. En zonas adyacentes, ubicadas al suroeste, se ha registrado subsidencia y acumulación de más de 900 metros para la Formación Tordillo ([Spalletti et al., 2011](#)). Por lo tanto, el área de estudio podría representar el *bulge* de una flexión litosférica que profundiza en dirección suroeste, donde se ubicaría el depocentro de la cuenca para este periodo. Durante el clímax volcánico del Kimmeridgiano, el arco magmático migró desde la Cordillera de la Costa hacia el este alcanzando la ubicación de la actual Cordillera Principal lo que probablemente estuvo asociado con actividad volcánica de tras-arco ([Charrier et al., 2015](#)). Por lo tanto, para verificar si este evento magmático podría ser causante de la flexión mencionada, se procedió a modelar una carga ubicada en la actual Cordillera Principal que pudiese generar el citado levantamiento en el área de estudio. Los resultados obtenidos demuestran que debió ser necesaria una carga de 3000 metros de altura y densidad

de 2700 Kg/m^3 para lograr un alzamiento de unos 40 metros, que corresponde al valor promedio observado en las curvas de subsidencia tectónica del área de estudio (Figura 7.10).

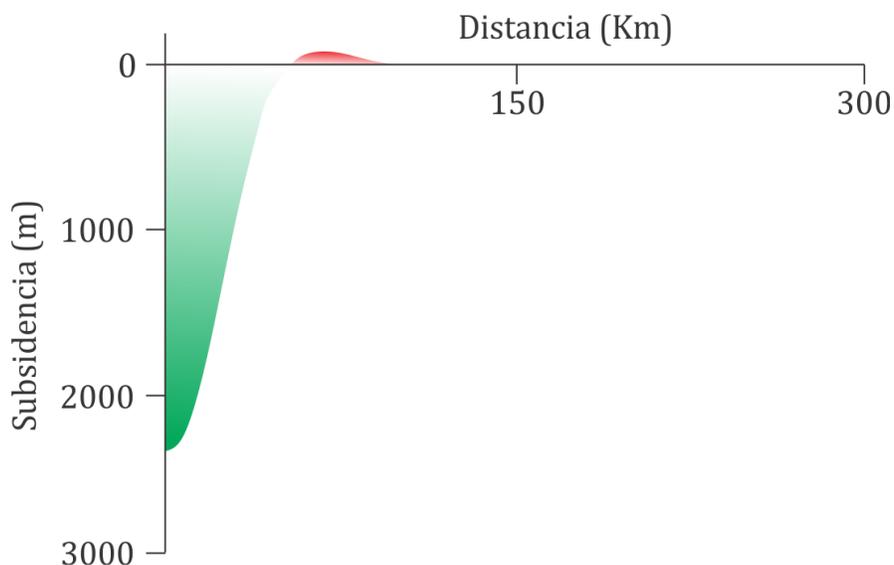


Fig. 7.10. Curva de flexión litosférica para una carga de 3000 m de altura y densidad de 2700 Kg/m^3 , sobre una litósfera con espesor elástico de 5 km.

Sin embargo, la carga modelada presenta tres puntos conflictivos. En primer lugar, el arco volcánico del Kimmeridgiano habría tenido poco desarrollo en altura (Oliveros et al., 2007; Charrier et al., 2007). En segundo lugar, el alzamiento generado se localiza 100 kilómetros al oeste de donde debería ubicarse, lo que resulta en que el área de estudio no habría sido elevada por la flexión (Figura 7.10). En tercer lugar, la carga modelada actuando sobre una litósfera con espesor elástico de 5 kilómetros, valor obtenido en el Capítulo 5 (Análisis geohistórico, *backstripping* y curvas de subsidencia tectónica), genera una subsidencia tectónica máxima de 2300 metros, siendo que la Formación Tordillo no supera los 1000 metros de espesor en zonas depocentrales de la Cuenca Neuquina (Figura 7.11).

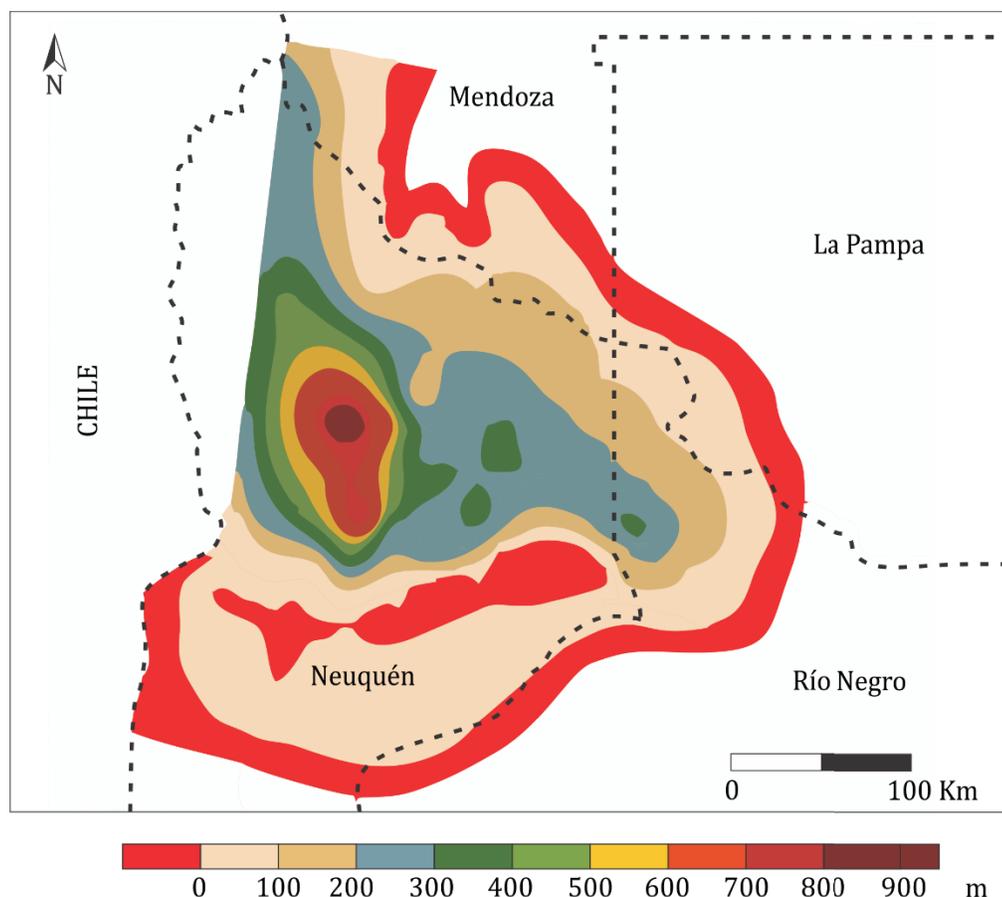


Fig. 7.11. Mapa de espesor de la Formación Tordillo y geometría del depocentro durante el Kimmeridgiano. Tomado de [Spalletti et al. \(2011\)](#).

Un evento absolutamente relevante para la Cuenca Neuquina durante el Kimmeridgiano, fue el crecimiento de la Dorsal de Huincul. Esta dorsal constituyó un bloque montañoso de 300 kilómetros de longitud con una orientación este-oeste, cuyo ascenso produjo la erosión de hasta 2000 metros de depósitos ([Orchuela y Ploszkiewicz, 1984](#); [Ploszkiewicz et al., 1984](#); [Legarreta y Uliana, 1996](#)). Esta estructura fue el resultado de la deformación de intraplaca asociada a un margen convergente conformando un lineamiento estructural desarrollado a los 39° de latitud sur, transversal al orógeno andino, y cuya actividad tectónica durante el Jurásico - Cretácico controló la sedimentación del sur de la Cuenca Neuquina ([Mosquera et al., 2011](#)). Diversos episodios de deformación Jurásica - Cretácica han sido documentados en la región de la Dorsal de Huincul ([Bettini, 1984](#); [Zavala, 1993](#); [Vergani et al., 1995](#); [Zavala y González, 2001](#); entre otros). Aunque estos episodios de deformación comenzaron en el Jurásico Inferior ([Vergani et al., 1995](#); [Gómez Omil et al., 2002](#); [Mosquera, 2002](#)), el clímax de la deformación se produce hacia el Kimmeridgiano ([Cevallos, 2005](#)). Considerando que la estructura de la Dorsal de Huincul pudo ejercer una importante influencia sobre el área de estudio, se modeló la flexión litosférica producida por la combinación de dos

cargas. La primera de ellas correspondiente al arco magmático andino, con una altura de 1500 metros, una densidad de 2700 Kg/m^3 , localizado en la actual Cordillera Principal y con orientación norte-sur; la segunda correspondiente a la Dorsal de Huincul, con una altura de 2000 metros, una densidad de 2700 Kg/m^3 , ubicada a los 39° de latitud sur y con orientación este-oeste (Figura 7.12).

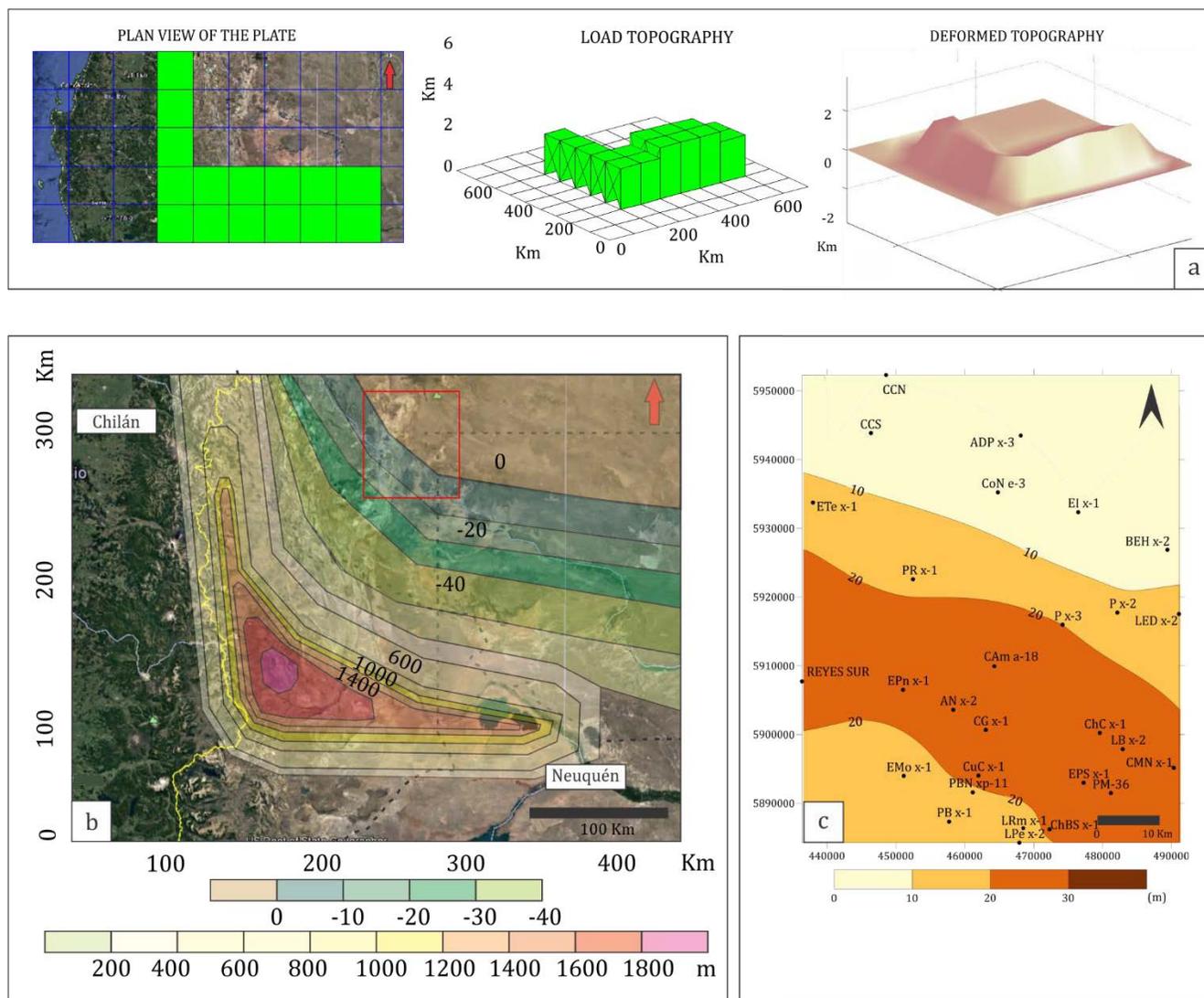


Fig. 7.12. Modelado de la flexión litosférica debido al accionar de dos cargas perpendiculares combinadas. **a)** Distribución espacial, morfología de las cargas y modelo de la topografía resultante. **b)** Modelo resultante del depocentro debido a la flexión generada por la carga establecida (recuadro rojo: área de estudio). **c)** Mapa de espesor de la Formación Tordillo para el área de estudio.

El modelo generado presenta una geometría del depocentro idéntica a la observada para este periodo en la Cuenca Neuquina y, a su vez, produce el levantamiento de la zona de estudio en magnitudes consistentes con las observadas en las curvas de subsidencia tectónica (Figura 7.12b). Asimismo, la geometría de la flexura litosférica obtenida es similar a la distribución de los espesores acumulados de la Formación Tordillo (Figura 7.12c). Los resultados obtenidos a partir del modelado de ambas morfoestructuras, utilizando parámetros geológicos y dimensiones consistentes con los documentados (Figura 7.12), reflejan que el levantamiento del área de estudio y la subsidencia generada durante el Kimmeridgiano para la Cuenca Neuquina podrían ser el resultado de la flexión litosférica debido a la combinación de dos cargas simultáneas prácticamente perpendiculares, una volcánica y otra generada por apilamiento tectónico, representadas por el arco magmático andino y por el Dorsal de Huinul, respectivamente. Si bien la zona de estudio fue sometida a un levantamiento, regionalmente la cuenca se encontraba en condiciones de acumular hasta 20 metros de sedimentos correspondientes a la Formación Tordillo en el área de estudio —Capítulo 4 (Relleno Jurásico Inferior – Cretácico Inferior y estructura del área de estudio)— como puede observarse en la Figura 7.12c. Esto estaría reflejando la continuidad del accionar de la subsidencia dinámica asociada a la subducción en el margen suroeste de Gondwana mencionada para la etapa anterior, la cual tomaría un valor de decenas de metros para este sector de la cuenca durante este periodo (Figura 7.13).

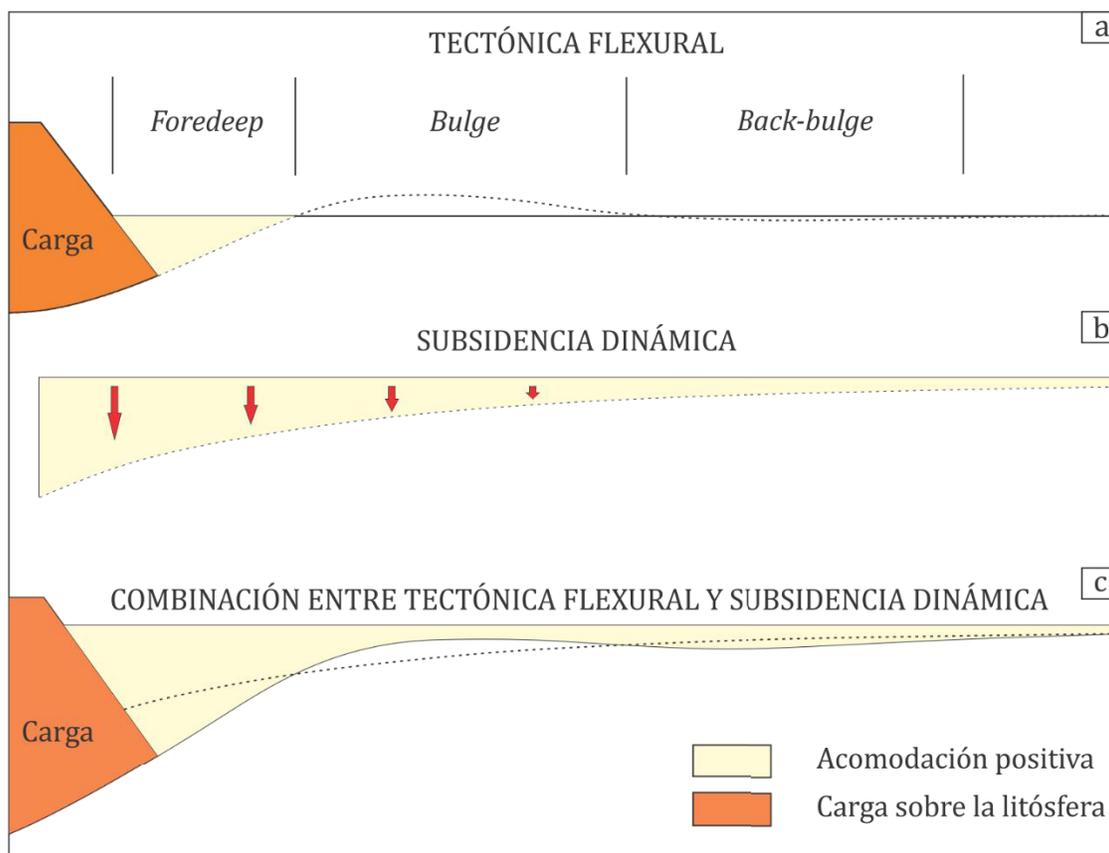


Fig. 7.13. **a)** Tectónica flexural. Partición de la flexura en respuesta a la carga. **b)** Subsidencia dinámica. Deflexión de la litósfera en respuesta a procesos de subducción. **c)** Combinación entre tectónica flexural y subsidencia dinámica. Modificado de [Catuneanu \(2004\)](#).

Una particularidad en los resultados obtenidos a partir del modelo lo constituye la magnitud de la subsidencia tectónica calculada para zonas depocentrales de la Cuenca Neuquina, que alcanzaría valores máximos de 1900 metros. Estos valores resultan significativamente mayores a los espesores máximos registrados para la Formación Tordillo que rondan los 1000 metros. Esto sugiere que el depocentro de la Cuenca Neuquina se encontraría sub-relleno hacia la finalización de esta etapa.

Etapa de basculamiento dinámico II: Esta etapa se corresponde con el **Intervalo 5** descrito para las curvas de subsidencia tectónica en el que se observa un marcado incremento de la misma. Durante este intervalo se produjo la acumulación de la Formación Vaca Muerta la cual yace concordantemente sobre la Formación Tordillo ([Weaver, 1931](#); [Legarreta y Uliana, 1996](#)), y representa un nuevo evento de ingresión marina para la Cuenca Neuquina en su estadio de tras-arco, evidenciada por la aparición de depósitos de pelitas negras y calizas fosilíferas de edad Tithoniano – Berriasiano ([Rossel et al., 2014](#)). La subsidencia que permitió la acumulación de esta potente sucesión de sedimentos marinos, denotando el inicio de un nuevo ciclo transgresivo – regresivo, se inicia en el Tithoniano con la reactivación de fallas normales que

participaron en el desarrollo inicial de la cuenca (Charrier et al., 2007). En el sector sur de la Cuenca Neuquina, la transgresión del Tithoniano ha sido también asociada a eventos distensivos menores (Freije et al., 2002). En el área de estudio no se han reconocido, ni en afloramientos ni en secciones sísmicas del subsuelo, estructuras que controlen el espesor de la Formación Vaca Muerta, como tampoco evidencias de reactivación de las estructuras iniciales de la cuenca durante el periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior. A su vez, los mapas de espesor confeccionados para el área de estudio, de igual manera que los regionales, no muestran variaciones abruptas de espesor como podría esperarse para el relleno de un relieve de grábenes y hemigrábenes modelados por la extensión mecánica. Todo esto sugiere que la subsidencia que permitió la acumulación de la Formación Vaca Muerta no estaría relacionada a procesos de extensión. Por su parte, si la subsidencia hubiese sido generada por cargas actuantes sobre la litósfera, cuyas propiedades flexurales fueron obtenidas en este trabajo, se generaría un depocentro anormalmente profundo y el ascenso del *bulge* periférico, condiciones que no son las observadas para este periodo. Por lo expuesto anteriormente, la subsidencia que permitió la acumulación de la Formación Vaca Muerta tampoco estaría relacionada a procesos de flexión litosférica debido a cargas supracorticales.

La súbita aparición de potentes espesores de sedimentos marinos relativamente profundos sobre depósitos continentales es una característica de las cuencas de antepaís sub-rellenas (Lickorish y Ford, 1988). La repentina ingresión e incremento de la profundidad se debe a que la tasa de generación del espacio de acomodación es comparativamente mayor que la tasa de aporte de sedimentos. El estadio de cuenca sub-rellena puede ser subdividido en dos diferentes etapas. La etapa inicial, que estaría representada por la **Etapa levantamiento y sub-relleno** previamente descrita, se caracteriza por sedimentación en el *foredeep* y ascenso del *bulge* debido al predominio de la subsidencia flexural frente a la subsidencia dinámica (Figura 7.14 a). Durante la etapa tardía, que representaría al periodo Tithoniano – Berriasiano de la Cuenca Neuquina, la subsidencia dinámica supera la tasa de levantamiento flexural, produce el descenso del *bulge* periférico y genera una amplia transgresión a escala de la cuenca (Catuneanu, 2004) (Figura 7.14 b).

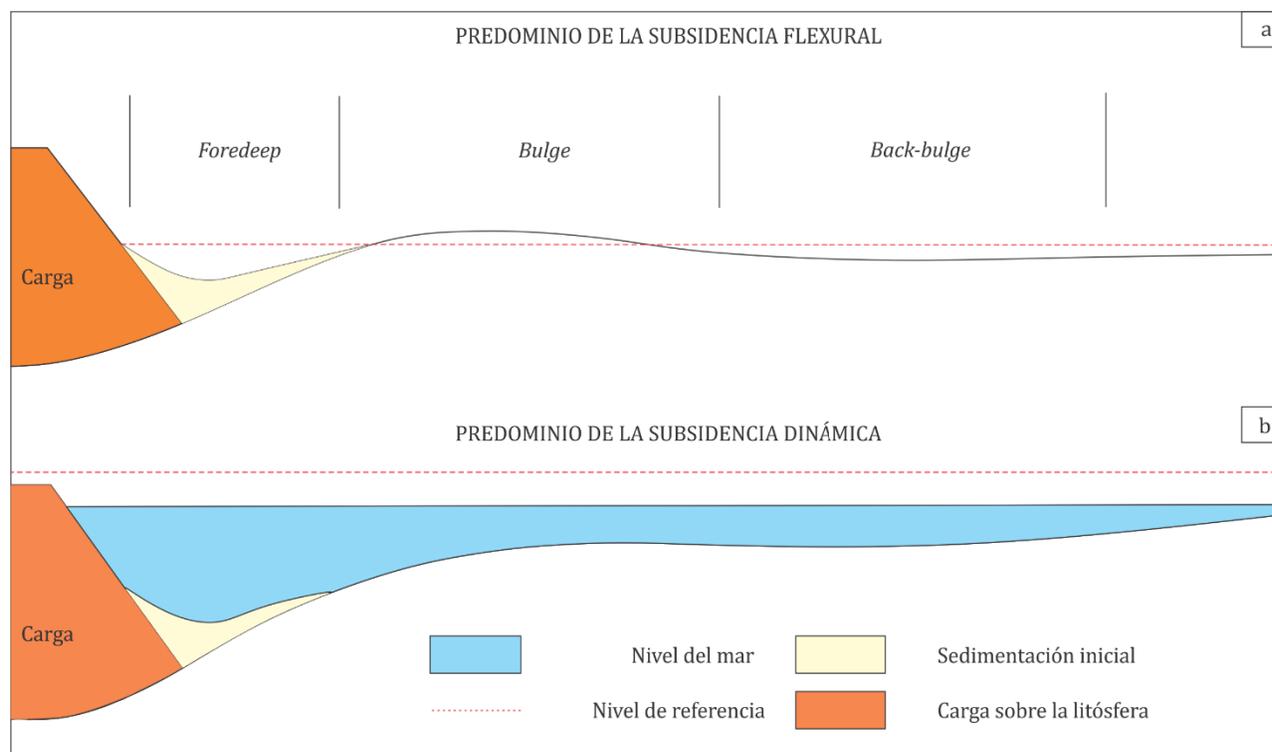


Fig. 8.14. Perfil flexural de la litósfera. **a)** Estadio inicial de cuenca sub-rellena con predominio de la subsidencia flexural. **b)** Estadio tardío de cuenca sub-rellena con predominio de subsidencia dinámica.

Sin considerar el acortamiento producido por la orogenia andina, la zona de estudio se localizaría a unos 400 kilómetros de la trinchera hacia el Tithoniano – Berriasiano. A fin de evaluar el comportamiento de la subsidencia tectónica observada frente a la subsidencia dinámica teórica, se planificaron dos transectas este-oeste, una para el área de estudio (Figura 7.15) y otra, a escala de la cuenca, a los 39° de latitud sur (Figura 7.16). Sobre dichas transectas se calculó la subsidencia tectónica para el periodo Tithoniano – Berriasiano a partir de los mapas regionales de espesor acumulado de la Formación Vaca Muerta.

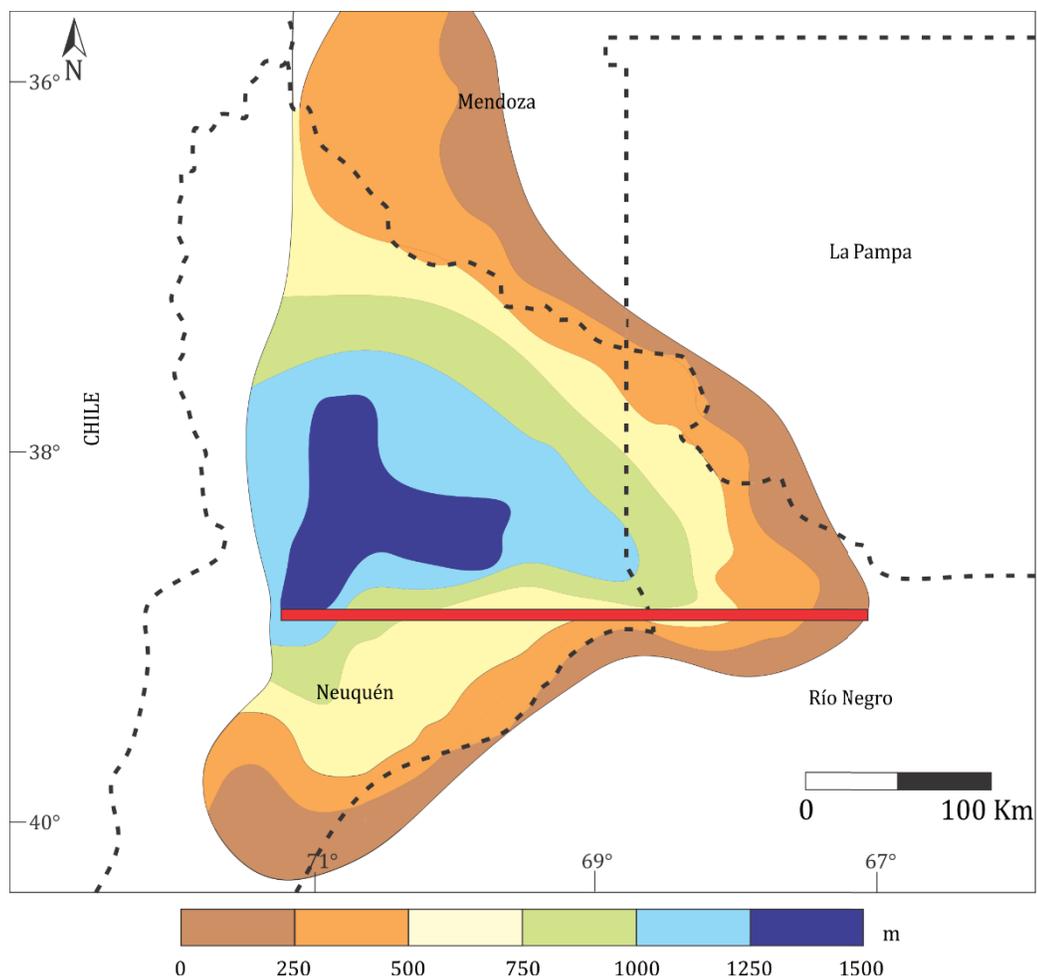


Fig. 7.16. Mapa de espesor de la Formación Vaca Muerta y geometría del depocentro durante el Tithoniano - Berriasiano. Tomado de [Leanza et al. \(2011\)](#). En rojo, transecta A - A' (39° sur) utilizada para obtener la subsidencia tectónica a partir de los espesores de la Formación Vaca Muerta.

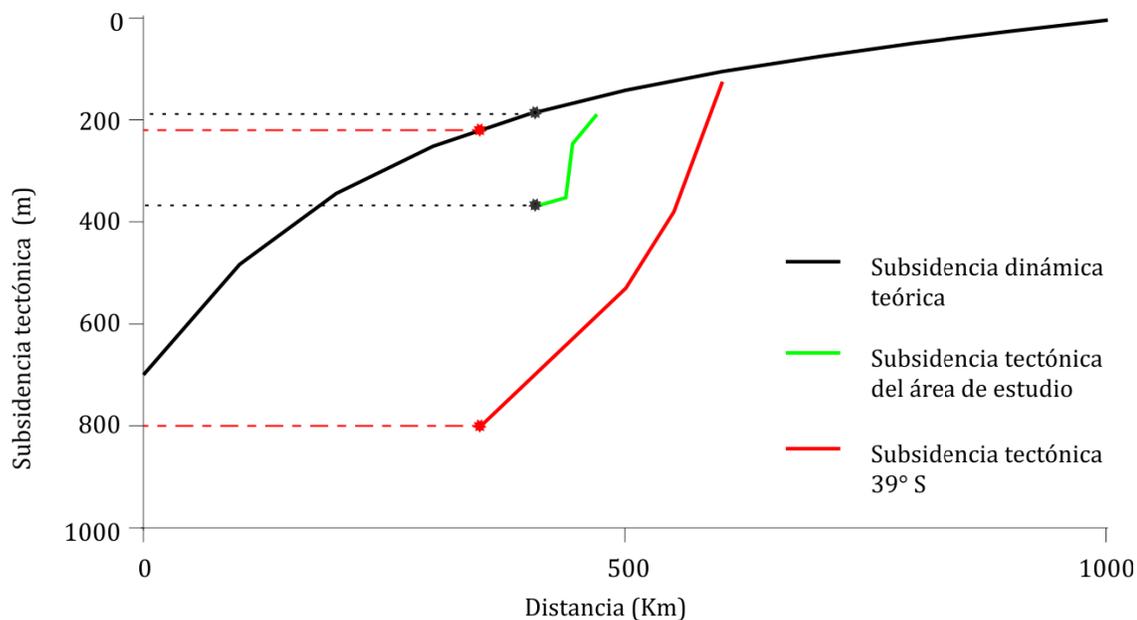


Fig. 7.17. Comparación entre la subsidencia dinámica teórica (negro) y la subsidencia tectónica observada a los 39°S (Rojo). Verde: Subsidencia tectónica calculada en el área de estudio.

Como puede observarse en la [Figura 7.17](#), en el área de estudio existe una diferencia de subsidencia tectónica de entre 45 y 180 metros con respecto a la esperada para la subsidencia dinámica teórica. Los valores obtenidos para sectores depocentrales de la cuenca reflejan que esta diferencia ronda los 600 metros. Una diferencia de 600 metros no podría ser explicada por un ascenso del nivel del mar ya que para el período Tithoniano – Berriasiano el nivel del mar era solo 100 metros mayor al actual ([Haq et al., 1987](#)). Además, como ha sido propuesto, la Formación Vaca Muerta no superó los 250 metros de batimetría en ningún sector de la cuenca ([Leanza et al., 2011](#)). Considerando que no existe registro de extensión mecánica en el área de estudio, sumado a que la subsidencia flexural no podría explicar la subsidencia de la cuenca para este periodo y que la subsidencia dinámica no es lo suficientemente importante como para generar la subsidencia observada en la zona de estudio ni en sectores depocentrales, podría suponerse que la Formación Vaca Muerta se acumuló en una cuenca sub-rellena con espacio de acomodación generado previamente a su depositación. Cabe destacar que el déficit de espacio de acomodación que explique los espesores de la Formación Vaca Muerta registrados en zonas depocentrales para este periodo ronda los 900 metros, y este valor es similar al espacio de acomodación excedente resultante del modelado de la etapa previa.

Etapa de dominio de basculamiento dinámico III: Esta etapa representa al [Intervalo 6](#) descrito para las curvas de subsidencia y posee una geometría cóncava hacia arriba, lo que denota la disminución en la tasa de generación de subsidencia tectónica. Esta etapa involucra el intervalo de acumulación de las formaciones Mulichinco y Agrio. El inicio de la acumulación de estas dos unidades estratigráficas ocurre

por encima de la discontinuidad Intravalanginiana (Gulisano et al., 1984), la cual pone en contacto a las pelitas marinas de la Formación Vaca Muerta con areniscas fluviales de la base de la Formación Mulichinco en la región depocentral de la cuenca (Leanza, 1973; Schwarz, 1999). La Formación Mulichinco se desarrolló durante e inmediatamente después de un abrupto descenso relativo del nivel del mar (Gulisano et al., 1984), influenciado probablemente por un alzamiento tectónico (Vergani et al., 1995; Schwarz et al., 2006). Por su parte, las sedimentitas marinas de la Formación Agrio se apoyan mediante una importante superficie transgresiva de desarrollo regional sobre los términos clásticos de la Formación Mulichinco (Spalletti et al., 2011). La acumulación de ambas unidades estratigráficas se produjo durante el estadio de *post-rift* de la Cuenca Neuquina (Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005), al este del arco magmático existente a lo largo del margen occidental de Gondwana, por lo que se las considera como parte del relleno de una cuenca de tras-arco dominada por la subsidencia térmica (Howell et al., 2005). Sin embargo, como se ha reiterado, las curvas de subsidencia tectónica obtenidas en el área de estudio para este periodo difieren significativamente de las curvas de subsidencia termal teóricas. Considerando que no existen evidencias de episodios de extensión en el área de estudio posteriores a los que dieron origen a la cuenca, resulta difícil vincular la subsidencia dominante durante este periodo con procesos de subsidencia termal. Asumiendo que previamente a la aparición de la discordancia Intravalanginiana la subsidencia tectónica en la Cuenca Neuquina se encontraba bajo un claro dominio de la subsidencia dinámica asociada a los procesos de subducción del margen sudoeste de Gondwana, es factible considerar que el cambio de geometría de las curvas de subsidencia tectónica obtenidas en este periodo, reflejen modificaciones acaecidas en dicho margen.

La distancia horizontal afectada por la subsidencia dinámica sobre la placa superior en márgenes convergentes, se relaciona con la inclinación de la placa que subduce (Mitrovica et al., 1989). Para lograr que los efectos de la subsidencia dinámica influyan más allá de los 500 kilómetros desde la trinchera, se requiere un ángulo de subducción menor a 45 grados (Allen y Allen, 2005). Al inicio de la subducción, se considera que la placa que subduce lo hace de manera prácticamente vertical (Gurnis y Hager, 1988), y que luego de un periodo de alrededor de 50 millones de años se torna prácticamente horizontal debido al gradiente de presión desarrollado en el manto superior (Stevenson y Turner, 1977). Posteriormente, a medida que el ángulo de subducción disminuye, el área afectada por la subsidencia dinámica se expande hacia el interior del continente (Allen y Allen, 2005). Además, como ha sido demostrado (Shemenda, 2012), la disminución del ángulo de subducción genera el decrecimiento en la magnitud de la subsidencia dinámica, e incluso el levantamiento, en el tras-arco (Figura 7.18).

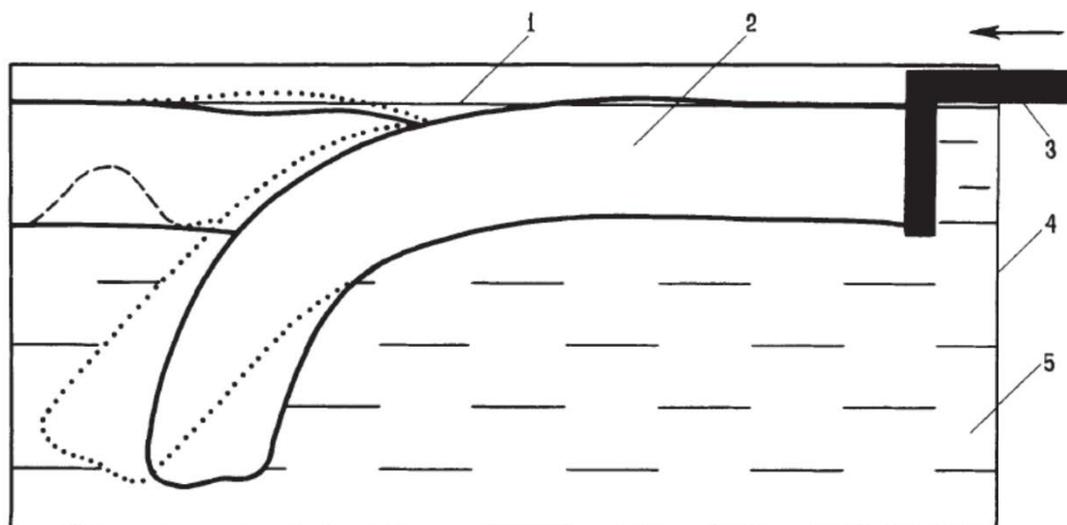


Fig. 7.18. Relación entre el ángulo de subducción y la posición frente al nivel de equilibrio isostático de la placa cabalgante. **1)** Nivel de equilibrio isostático. **2)** Litosfera. **3)** Pistón de empuje. **4)** Límite del ensayo. **5)** Astenósfera. Tomado de [Shemenda \(2012\)](#).

En este marco, una disminución en el ángulo de subducción en el margen suroeste de Gondwana a partir del Valanginiano Inferior, y la consecuente modificación de la subsidencia dinámica, tendría una serie de efectos sobre la configuración de la Cuenca Neuquina. En primer lugar, podría generar un aumento del campo de esfuerzos compresivos sobre la placa cabalgante y provocar el desarrollo de estructuras contraccionales o la inversión de estructuras preexistentes, por lo que este fenómeno podría explicar el episodio de deformación compresiva y ascenso registrado durante el Valanginiano para la Dorsal de Huincul ([Vergani, 2005](#)). En segundo lugar, dicho episodio de deformación compresiva y levantamiento, en sincronía con una caída del nivel mar que expuso extensas áreas de depósitos marinos depocentrales ([Schwarz et al., 2011](#)) y que puede ser observada en las curvas eustáticas globales de [Haq et al. \(1987\)](#) ([Figura 7.19](#)), daría origen a la discordancia Intravalanginiana y al inicio de la acumulación de la Formación Mulichinco. En tercer lugar, explicaría el comienzo de la disminución de la tasa de subsidencia dinámica para este sector de la cuenca.

Las curvas de subsidencia tectónica obtenidas para el área de estudio durante el periodo Valanginiano Tardío - Barremiano Temprano, es decir, para el periodo de acumulación de la Formación Agrio, muestran una tendencia a continuar la disminución de la tasa de generación de subsidencia. Este comportamiento podría significar que la placa subduce con un ángulo cada vez menor, lo que provocaría la disminución de la influencia de la subsidencia dinámica en la cuenca. Diversos episodios de variación en el ángulo de subducción han sido documentados durante el ciclo orogénico andino ([Ramos et al., 2014](#); [Horton y](#)

Fuentes, 2016), los cuales estuvieron probablemente asociados a modificaciones en la tasa y dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Soler y Bonhomme, 1990; Martinod et al., 2010; entre otros). A pesar de esta evidente disminución de la tasa de generación de subsidencia, el periodo Valanginiano Tardío – Barremiano Temprano está representado casi exclusivamente por una potente secuencia de depósitos de ambiente marino de rampa de la Formación Agrio (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991). Este hecho aparentemente contradictorio, sería consistente con un ascenso global del nivel del mar registrado para este periodo (Haq et al., 1987) (Figura 7.19).

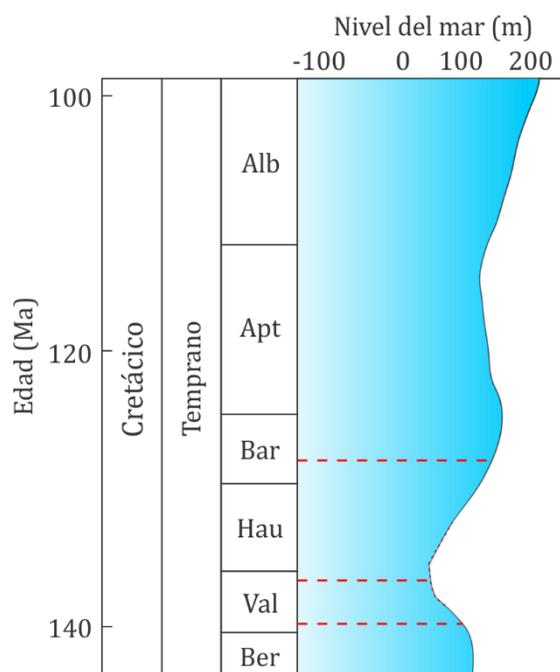


Fig. 7.19. Curva de variación eustática de Haq et al. (1987) en la que se observa un descenso eustático a partir del Valanginiano Temprano Medio y un ascenso para el periodo Valanginiano Tardío – Barremiano Temprano.

Controles tectónicos versus controles eustáticos sobre la estratigrafía de la etapa de *post-rift*

Resulta de interés comparar la evolución de la subsidencia tectónica –precisamente en aquellos puntos donde se propone un cambio en el mecanismo o en la tasa de subsidencia– en el área de estudio durante el periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior con la curva de variación eustática global de Haq et al. (1987). Como se observa en la Figura 7.20, los diferentes episodios de descenso (intervalos amarillos) y ascenso (intervalos celestes) del nivel del mar no guardan una relación inequívoca con los límites entre las unidades estratigráficas mayores de la etapa de *post-rift* (Grupo Cuyo, Grupo Lotena y Grupo Mendoza). Por lo tanto, las discontinuidades que limitan las mencionadas unidades estratigráficas mayores del relleno de *post-rift* representarían modificaciones en el mecanismo o en la tasa de subsidencia de la cuenca para el área de

estudio y no la migración abrupta de ambientes sedimentarios motivada por variaciones eustáticas. Sin embargo, el episodio de descenso del nivel del mar del Valanginiano Temprano Medio hasta el Valanginiano Tardío Bajo muestra un ajuste relativamente bueno con el intervalo de acumulación de la Formación Mulichinco (Figura 7.20, evento 4). Esto podría reflejar que, si bien el descenso relativo del nivel del mar para este periodo podría haber estado influenciado por un ascenso tectónico (Vergani et al., 1995; Schwarz et al., 2006), también pudo haber estado condicionado por un descenso eustático global.

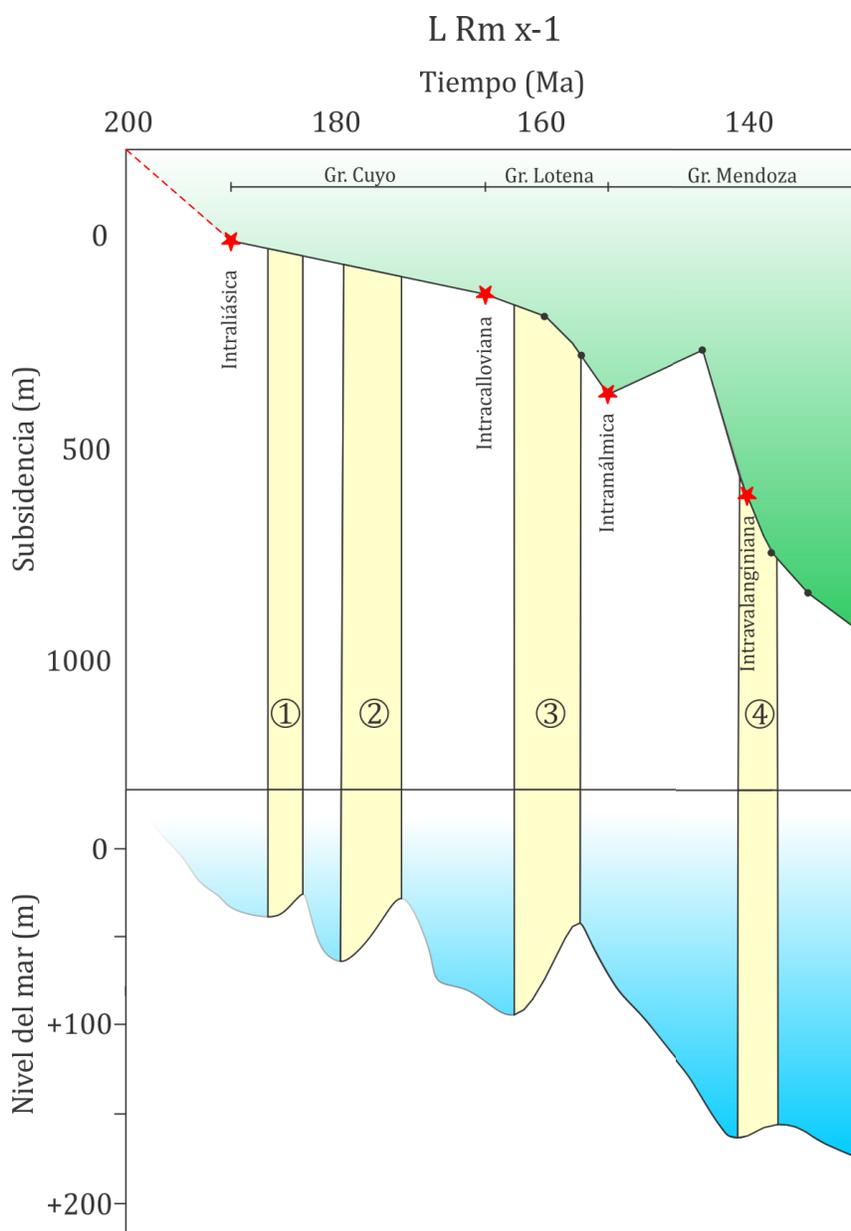


Fig. 7.20. Imagen comparativa entre la evolución de la subsidencia tectónica del periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior para el área de estudio y la curva de variación eustática global de Haq et al. (1987). Los intervalos de descenso y mar bajo se representan en amarillo mientras que los de ascenso y mar alto con celeste.

Evolución tectono-estratigráfica del intervalo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio

Sobre la base de lo expuesto en este capítulo, se propone que la Cuenca Neuquina para el área de estudio presenta dos etapas claramente diferenciadas. Una inicial, comprendida entre el Triásico Superior y el Calloviano Medio con marcadas características de cuenca extensional (**Etapa de cuenca extensional**), durante la cual la unidad tectono-estratigráfica Ciclo Precuyano representaría los depósitos acumulados durante el episodio de extensión mecánica de la cuenca, y la unidad Grupo Cuyo a los depósitos acumulados durante el dominio de la subsidencia termal. Durante esta etapa, las curvas de subsidencia tectónica obtenidas presentan un buen ajuste con modelos teóricos y empíricos para este tipo de cuencas (**Figura 7.1**). Los modelos publicados para la formación de cuencas extensionales, como por ejemplo el de **McKenzie (1978)**, predicen un decrecimiento asintótico en la subsidencia de *post-rift* o termal posterior a un episodio de extensión de la litósfera (**Joy, 1993**) por lo que, estrictamente, solo los depósitos del Grupo Cuyo conformarían el *post-rift* de la Cuenca Neuquina en el área de estudio. A partir del Calloviano Medio, asociado al restablecimiento de la subducción en el margen suroeste de Gondwana hacia el Jurásico Inferior (**Charrier et al., 2007; Ramos et al., 2011**), habría dado inicio la segunda etapa durante la cual la subsidencia dinámica actuó de manera significativa y continua hasta, al menos, el Barremiano Temprano. La subsidencia habría producido el basculamiento de la placa cabalgante hacia la trinchera y facilitado la acumulación de la espesa secuencia depositada durante el periodo Jurásico Inferior - Cretácico Inferior para este sector de la cuenca. El accionar conjunto de la subsidencia dinámica con la subsidencia termal y episodios de flexión litosférica, podría explicar la compleja geometría de las curvas de subsidencia tectónica obtenidas para el mencionado periodo en la zona de estudio. Con respecto a las variaciones eustáticas y su relación con las discontinuidades mayores del registro estratigráfico durante el intervalo analizado, se observa (**Figura 7.20**) que los eventos transgresivos o regresivos documentados en la curva de variación eustática global de **Haq et al. (1987)**, no guardan relación estricta con el desarrollo de las discontinuidades mayores del registro. Por lo tanto, las discontinuidades y discordancias Intraliásica, Intracalloviana, Intramálmica e Intravalanginiana registradas en la estratigrafía de la cuenca para el área de estudio, serían producto de cambios en el mecanismo o en la tasa de subsidencia en la cuenca (**Tabla 7.1**).

Tabla 7.1. Etapas de evolución de la Cuenca Neuquina entre el Triásico Superior y el Cretácico Inferior para el área de estudio, mecanismos de subsidencia dominantes, unidades tectono-estratigráficas acumuladas y principales discontinuidades.

Edad (Ma)	Etapas	Mecanismo dominante	Unidad Tectonoestratigráfica	
128.5	Subsidencia Dinámica	Subsidencia Dinámica	Formación Mulichinco + Agrio	Discordancia Intravalanginiana
139.5		Subsidencia Dinámica	Formación Vaca Muerta	
144		Flexura + Subsidencia Dinámica	Formación Tordillo	Discordancia Intramálmica
153		Subsidencia Dinámica	Grupo Lotena	Discordancia Intracalloviana
164.6	Cuenca Extensional	Subsidencia Termal	Grupo Cuyo	Discordancia Intraliásica
190		Extensión Litosférica	Ciclo Precuyano	
200				

CONCLUSIONES

A partir del análisis de la distribución de espesores del relleno, las estructuras, la evolución de la subsidencia tectónica y las variaciones eustáticas globales durante el periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio, se concluye que:

- 1) La etapa de cuenca extensional de la Cuenca Neuquina estaría comprendida aproximadamente entre los 200 y 164,6 millones de años.
- 2) Entre los 200 y 190 millones de años habría tenido lugar la extensión mecánica de la cuenca, durante la cual se habría acumulado la unidad tectosedimentaria correspondiente al Ciclo Precuyano. El periodo dominado exclusivamente por la subsidencia termal o etapa de *post-rift*, se habría desarrollado entre los 190 y 164,6 millones de años y la unidad tectosedimentaria acumulada durante este periodo estaría representada por la unidad estratigráfica correspondiente al Grupo Cuyo.
- 3) Los 280 metros de espesor máximo registrado para la etapa de subsidencia termal son consistentes con los valores teóricos esperados para la etapa de *post-rift* en cuencas extensionales emplazadas sobre litósfera continental.
- 4) El factor de estiramiento β para la etapa de *rift* habría tomado valores entre 1.01 y 1.14 (entre 1 y 14%) los cuales son consistentes con los mencionados para zonas marginales de cuencas de *rift*.
- 5) Una vez finalizado el episodio de extensión, el espesor elástico de la litósfera tomó un valor aproximado de 5 kilómetros, el cual no se habría modificado significativamente durante el periodo Jurásico Inferior – Cretácico Inferior.
- 6) En todas las curvas de subsidencia tectónica analizadas, se observa un punto de inflexión que denotaría un cambio en el mecanismo de subsidencia dominante a partir de los 164.6 millones de años y que se extiende hasta los 153 millones de años. En dicho punto, se observa un rápido incremento en la tasa de generación de subsidencia, lo cual es inconsistente con el modelo de evolución de la subsidencia termal en cuencas de origen extensional. Este punto representaría a la discordancia Intracalloviana. Los modelos de subsidencia dinámica teórica, asociados a placas que subducen con un ángulo mayor a 45° poseen buen ajuste con los valores de subsidencia tectónica observados durante este periodo. Esta modificación en el mecanismo de subsidencia estaría asociada al restablecimiento de la subducción en el margen suroeste Gondwana constituyendo una etapa de pre-arco.
- 7) Entre los 153 y 144 millones años aproximadamente, se observa un ascenso del basamento de la cuenca para el área de estudio. Este ascenso estaría inducido por el inicio del dominio de la subsidencia flexural debido al accionar simultáneo de dos cargas supracorticales, una de ellas de orientación nortesur y otra de orientación este-oeste, representadas por el arco magmático andino y la Dorsal de

Huincul, respectivamente. En este marco, la discordancia Intramálmica ubicada al inicio de este periodo representaría un nuevo cambio en el mecanismo de subsidencia dominante en la cuenca y la relocalización de los depocentros dentro de la misma. La mencionada relocalización puede ser observada también en los mapas de espesor generados para las unidades de *post-rift*, los cuales presentan inicialmente una tendencia a respetar la geometría heredada de la etapa de *rift* para, a partir del Kimmeridgiano, evidenciar la influencia andina. Los modelos flexurales tridimensionales de la litósfera obtenidos utilizando cargas con ubicación y dimensiones documentadas para el arco magmático andino y la Dorsal de Huincul, generaron un depocentro de geometría prácticamente idéntica al documentado, pero que superó en más de 1000 metros a los espesores registrados para la Formación Tordillo en la zona depocentral de la cuenca. Esto podría constituir una evidencia de que la cuenca se encontraba subrellena durante este periodo. Si bien la flexura de la litósfera generaría un *bulge* y un ascenso relativo en el área de estudio, la acumulación de hasta decenas de metros de la Formación Tordillo estaría reflejando la continuidad de la subsidencia dinámica en la cuenca.

- 8) Entre los 144 y 139,5 millones de años aproximadamente, se produjo la acumulación de espesas secuencias de ambiente marino profundo representados por la Formación Vaca Muerta. Si bien la cuenca se encontraría bajo un claro dominio de la subsidencia dinámica durante este intervalo, esta última no pudo haber alcanzado una magnitud tal que explique los 1500 metros de sedimentos acumulados. A su vez, dado que no existen evidencias de un nuevo episodio de extensión ni de movimientos verticales asociados a la flexión litosférica que pudieran haber generado espacio de acomodación extra, es posible asumir que la Formación Vaca Muerta se habría acumulado debido a un evento transgresivo que ocupó una cuenca sub-rellena con espacio de acomodación generado previamente a dicho episodio de ascenso eustático.
- 9) A partir de los 139,5 millones de años, la disminución en la tasa de generación de subsidencia tectónica estaría vinculada a la disminución del ángulo de subducción. Esta modificación provocaría un aumento de los esfuerzos compresivos sobre la placa cabalgante que, en combinación con un descenso global del nivel del mar acaecido en el Valanginiano Inferior, habría dado lugar al desarrollo de la discordancia Intravalanginiana y al inicio de la acumulación de la Formación Mulichinco. Si bien esta tendencia a la disminución en la generación de subsidencia tectónica asociada a la disminución del ángulo de subducción continúa hasta los 128,5 millones de años, hacia el Valanginiano Tardío – Barremiano, un aumento relativo del nivel del mar habría provocado la inundación de la cuenca y posibilitado la acumulación de las sedimentitas de ambiente marino de rampa correspondientes a la Formación Agrio.

La evolución tectónica de la Cuenca Neuquina durante su estadio conocido como *post-rift*, estuvo fuertemente controlada por las características de la subducción en el margen suroeste de Gondwana, y fue

más compleja que la generada simplemente por subsidencia termal. Desde el restablecimiento de la subducción en el Jurásico Inferior, la subsidencia dinámica asociada actuó continuamente condicionando la evolución de la cuenca. De este modo, se propone que la Cuenca Neuquina en el área de estudio presenta dos etapas bien diferenciadas. La primera con claras evidencias de cuenca tipo extensional y una segunda dominada por la subsidencia dinámica. En este marco, las discontinuidades mayores registradas en la estratigrafía del Jurásico Inferior – Cretácico Inferior en el área de estudio, denominadas Intraliásica, Intracalloviana, Intramálmica e Intraivalanginiana, serían producto de cambios en el mecanismo de subsidencia de la cuenca mientras que las oscilaciones eustáticas influirían secundariamente sobre el registro estratigráfico.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Urreta, M. B. y Rawson, P. F. (1999). Stratigraphic position of Valanginites, Lissonia, and Acantholissonia in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) ammonite sequence of the Neuquén basin, Argentina. En *Advancing research on living and fossil cephalopods* (pp. 521-529). Springer US.
- Aguirre-Urreta, M. B., Pazos, P. J., Ramos, V. A., Ottone, E. G., Laprida, C. y Lazo, D. G. (2008a). The Pichaihue Limestones (Late Cretaceous) in the Agrio fold and thrust belt, Neuquén Basin, Argentina. En *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts* (pp. 33-36).
- Aguirre-Urreta, M. B., Casadío, S., Cichowolski, M., Lazo, D. G. y Rodríguez, D. L. (2008b). Afinidades paleobiogeográficas de los invertebrados cretácicos de la Cuenca Neuquina. *Ameghiniana*, 45(3), 591-611.
- Aguirre-Urreta, M. B., Pazos, P. J., Lazo, D. G., Fanning, C. M. y Litvak, V. D. (2008c). First U-Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 91-99.
- Ali, M. Y. y Watts, A. B. (2009). Subsidence history, gravity anomalies and flexure of the United Arab Emirates (UAE) foreland basin. *GeoArabia*, 14(2), 17-44.
- Allen, P. A. y Allen, J. R. (1990). *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. First Edition*. John Wiley & Sons.
- Allen, P. A. y Allen, J. R. (2005). *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. Second Edition*. John Wiley & Sons.
- Allen, P. A. y Allen, J. R. (2013). *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. Third Edition*. John Wiley & Sons.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. (2011). El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 77-89). Neuquén, Argentina.
- Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G. y García, R. (2008). Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuyana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 443-455.

- Barredo, S. y Stinco, L. (2010). Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina. *Petrotecnia*, 2, 48-68.
- Barton, P. y Wood, R. (1984). Tectonic evolution of the North Sea basin: crustal stretching and subsidence. *Geophysical Journal International*, 79(3), 987-1022.
- Baur, J., Sutherland, R. y Stern, T. (2014). Anomalous passive subsidence of deep-water sedimentary basins: a prearc basin example, southern New Caledonia Trough and Taranaki Basin, New Zealand. *Basin Research*, 26, 242-268.
- Beaumont, C., Quinlan, G. y Hamilton, J. (1988). Orogeny and stratigraphy: numerical models of the Paleozoic in the eastern interior of North America: *Tectonics* (7) 389-416.
- Bechis, F. (2009). *Deformación transtensiva de la cuenca Neuquina: análisis a partir de ejemplos de campo y modelos análogos*. (Tesis Doctoral). Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- 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. (2014). 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.
- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G. y Drake, L. (1996). Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24(5), 407-410.
- Bettini, F. H. (1984). Pautas sobre cronología estructural en el área del cerro Lotena, cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, provincia de Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, II, 342-361.
- Bond, G. C., Kominz, M. A. y Devlin, W. J. (1983). Thermal subsidence and eustasy in the lower Palaeozoic miogeocline of western North America, *Nature*, 306, 775-779.
- Braccacini, I. O. (1970). Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, 275-282.
- Brisson, I. (2010). Trabajo interno inédito de YPF [Figura tomada de la guía de trabajos prácticos N°8 de la Cátedra de Geotectónica, 2015 (U.B.A.)]. Recuperado de:

[http://aviris.gl.fcen.uba.ar/TP_Geotectonica/TP8_Subsidencia_2015_LS_JL%20\(1\)%20ultimo%20n ew.pdf](http://aviris.gl.fcen.uba.ar/TP_Geotectonica/TP8_Subsidencia_2015_LS_JL%20(1)%20ultimo%20n ew.pdf)

- Burckhardt, C. (1903). Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. *Palaeontographica* 50:1-144.
- Burgess, P. M. y Gurnis, M. (1995). Mechanisms for the formation of cratonic stratigraphic sequences. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3-4), 647-663.
- Burgess, P. M., Gurnis, M. y Moresi, L. (1997). Formation of sequences in the cratonic interior of North America by interaction between mantle, eustatic, and stratigraphic processes. *Geological Society of America Bulletin*, 109(12), 1515-1535.
- 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.
- Burov, E. B. y Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophysical Research*, 100(B3), 3905-3927.
- Burov, E. (2011). Lithosphere, Mechanical Properties. En H. Gupta (ed.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer, 693-701.
- Caminos, R., Cordani, U. y Linares, E. (1979). Geología y geocronología de las rocas de metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. *II Congreso Geológico Chileno*, 1, 43 - 61. Santiago de Chile.
- Caminos, R., Cingolani, C., Hervé, F. y Linares, E. (1982). Geochronology of the pre-andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36° S. *Earth Science Review*, 18, 333 - 352. Amsterdam.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. (2011). El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En H. Leanza (ed.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, Asociación Geológica Argentina (pp. 63-76). Buenos Aires.
- Cardozo, N. (2009). *Flex 3D*. Stavanger: Universitetet Stavanger.
- Cardozo, N. (2015). *Backstrip*. Stavanger: Universitetet Stavanger.
- Cardozo, N. (2016). *Flex 2D*. Stavanger: Universitetet Stavanger.

- Carmichael, R. S. (1982). Handbook of Physical Properties of Rocks. *CRC Press*, Boca Raton, Florida.
- Catuneanu, O. (2004) Retroarc foreland systems - evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38, 225-242.
- Cevallos, M. (2005). Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite Kimmeridgiano-Tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huíncul, Cuenca Neuquina. *VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mar del Plata, Argentina.
- Charrier, R., Pinto L. y Rodríguez M. P. (2007). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En: W. Gibbons, y T. Moreno (eds.), *Geology of Chile, Chapter 3. The Geological Society, London, Special Publication*. 21-116.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F. y Sagripanti, L. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61.
- Cisternas, M. E. y Frutos, J. (1994). Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca terciaria de los Andes del Sur de Chile (37°30'-40°30' Lat.S). *VII Congreso Geológico Chileno*, Actas, 1, 6-12.
- Clift, P. D. y Lorenzo, J. M. (1999). Flexural unloading and uplift along the Cote d'Ivoire-Ghana Transform Margin, equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 104(25), 257-274.
- Coakley, B. y Gurnis, M. (1995). Far-field tilting of Laurentia during the Ordovician and constraints on the evolution of a slab under an ancient continent. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4), 6313-6327.
- Collier, J. S. y Watts, A. B. (2001) Lithospheric response to volcanic loading by the Canary Islands: constraints from seismic reflection data in their flexural moat. *Geophysical Journal International*, 147(3), 660-676.
- Comínguez, A. H. y Franzese, J. R. (2005). The deep seismic structure of the central Neuquén Basin, Argentina. *6th International Symposium on Andean Geodynamics*. Barcelona, España.
- Comínguez, A. H. y Franzese, J., (2006). Deep seismic discontinuity structure beneath central Neuquen basin, Argentina. *Simposio: Backbone of the Americas—Patagonia to Alaska*, 5-42.
- Concheyro, A., Lescano, M., Carames, A. y Ballent, S. (2009). Micropaleontología de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) en distintos sectores de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 342-361.

- 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.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R., y Bilmes, A. (2012). Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardía-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean geology*, 39(1), 106-132.
- 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., Bilmes, A., López, M., Bucher, J., García, M., Hernandez, M., Scivetti, N., Monti, M., Funes, D. y Franzese, J.R. (2016). Tectónica y sedimentación en el patagonian broken foreland a los 40° s: controles externos y perspectivas futuras para el análisis de cuencas de antepaís. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión Argentina de Sedimentología. Santa Rosa, La Pampa.
- DeCelles, P. G. y Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, 8(2), 105–123.
- Dellapé, D. A., Pando, G. A., Uliana, M. A. y Musacchio, E. A. (1978). Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. *VII Congreso Geológico Argentino*, Actas 2, 489-507. Buenos Aires.
- Dellapé, D. A.; Mombrú, C.; Pando, G. A.; Riccardi, A. C.; Uliana, M. A. y Westermann, G. E. (1979). Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza, con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario Museo La Plata*, 5: 81-105. La Plata.
- Digregorio, J. H. (1972). Neuquén. En: A. F. Leanza (ed.), *Geología Regional Argentina*. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, 439-506.
- Donovan, D. T. y Jones, E. J. W. (1979). Causes of world-wide changes in sea level. *Journal of the Geological Society*, 136(2), 187-192.
- Einsele, G. (2000). *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Second Edition. Springer Science & Business Media.

- Farran, M. (2008). IMAGE2SEGY: Una aplicación informática para la conversión de imágenes de perfiles sísmicos a ficheros en formato SEG Y. *Geo-Temas*, 10, 1215-1218.
- Fernández Seveso, F, Laffitte, G. A. y Figueroa, D. (1996). Nuevos plays jurásicos en el engolfamiento neuquino, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas I: 281 pp.
- Fernández, M. y Ranalli, G. (1997). The role of rheology in extensional basin formation modelling. *Tectonophysics*, 282, 129-145.
- Fletcher, R., Kuszniir, N., Roberts, A. y Hunsdale, R. (2013). The formation of a failed continental breakup basin: The Cenozoic development of the Faroe-Shetland Basin. *Basin Research*, 25(5), 532-553.
- 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 Antañir-Copahue fault zone. *Tectonics*, 23, TC5008.
- Forsyth, D. W. (1985). Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B14), 12623-12632.
- 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., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. (2003). Tectonic and palaeoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Argentinian Andes foothills (32°-54° S.L.). En Pankhurst, R. J. y Spalletti, L. A. (eds.) *Structure and Development of the Pacific Margin of Gondwana*, *Journal of South American Earth Sciences* 16(1):81-90.
- Franzese, J. R., Salas, R. y Muravchik, M. (2004). Análisis 2D de subsidencia en la Cuenca Neuquina (República Argentina): un caso de superposición de mecanismos de subsidencia en cuencas marginales. *Geo-temas*, 6(2), 1-4.
- Franzese, J., Veiga, G. y Spalletti, L. A. (2006). Tectónica extensional sinsedimentaria en la Cuenca de Collón Curá, Neuquén, República Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunión Argentina de Sedimentología, San Carlos de Bariloche, Actas: 101.

- 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, C. (2002). Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. *Congreso de Hidrocarburos. Versión CD*. Mar del Plata.
- Froitzheim, N., Plašienka, D. y Schuster, R. (2008). Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. *The Geology of Central Europe*, 2, 1141-1232.
- Fromm, R., Zandt, G. y Beck, S. L. (2004). Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30° S inferred from Pn apparent phase velocities. *Geophysical Research Letters*, 31(6).
- Galán, R. A. y Casallas, I. F. (2010). Determination of effective elastic thickness of the Colombian Andes using satellite-derived gravity data. *Earth Sciences Research Journal*, 14(1), 7-16.
- Giambiagi, L. B., Bechis, F., Barredo, S. y Tunik, M. (2008). Cinemática de la apertura de los depocentros Atuel y Cara Cura-Reyes, Cuenca Neuquina: rift con múltiples sets de fallas. *VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos*: 431-442, Buenos Aires.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M. (2009). Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 278-292.
- Gómez Omil, R., Schmithalter, J., Cangini, A., Albariño, L. y Corsi, A. (2002). El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huinul, Consideraciones Estratigráficas, Tectónicas y Petroleras. Cuenca Neuquina. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Mar del Plata, Actas en CD: 22 pp.
- Grimaldi, G. O. y Dorobek, S. L. (2004). Mesozoic inversion in southeastern parts of the Neuquén Basin, west-central Argentina: Implications for tectonic deformation and stratigraphic development across the Andean foreland of Argentina. *American Geophysical Union*, abstract #T23B-0580.
- Groeber, P. (1918). Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 18, Serie B (Geología)*: 1-81. Buenos Aires.

- Groeber, P. (1929). Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Publicación de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 58, 109 pp. Buenos Aires.
- Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*. 1(3): 177-208.
- Gulisano, C. A. (1981). El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza: *VIII Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, Argentina. Actas 3, 579-592.
- Gulisano, C. A., Gutierrez Pleimling, A. R., y Digregorio, R. E. (1984). Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino*, San Carlos de Bariloche, Rio Negro, Argentina, Actas 1, 236-259.
- Gulisano, C. A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E*, 2: 1-111. Buenos Aires.
- Gurnis, M. y Hager, B. H. (1988). Controls of the structure of subducted slabs. *Nature*, 335(6188), 317-321.
- Gurnis, M. (1992). Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science*, 255(5051), 1556.
- Hager, B. H. y Clayton, R. W. (1989). Constraints on the structure of mantle convection using seismic observations, flow models, and the geoid. En: *Plate Tectonics and Global Dynamics*. W. R. Peltier (ed.), Gordon and Breach, New York.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Heit, B., Yuan, X., Bianchi, M., Sodoudi, F. y Kind, R. (2008). Crustal thickness estimation beneath the southern central Andes at 30 S and 36 S from S wave receiver function analysis. *Geophysical Journal International*, 174(1), 249-254.
- Hernando, I. R., Llambias, E. J., González, P. D. y Sato, K. (2012). Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, andean backarc in western Argentina. *Andean Geology*, 39(1), 158-179.
- Holmberg, E. (1976). Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil. Provincia del Neuquén. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. *Servicio Geológico Nacional*, Boletín 152, 89 p., Buenos Aires.

- Holt, P. (2012). *Subsidence Mechanisms of Sedimentary Basins Developed over accretionary Crust* (Tesis de Doctorado). Durham University. Durham, Inglaterra.
- Horton, B. y Fuentes, F. (2016). Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology*, 44(8), 647-650.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. (2005). The Neuquén Basin: an overview. En: G. D. Veiga, L. A. Spalletti, J. A. Howell y E. Schwarz (eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special Publication, 252, 1-14.
- Ingersoll, R. V. (2011). Tectonics of Sedimentary Basins, with Revised Nomenclature. En C. Busby and A. Azor (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Jarvis, G. T. y McKenzie, D. P. (1980). Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth Planetary Science Letter*, 48, 42-52.
- Joy, A. M. (1993). Comments on the pattern of post-rift subsidence in the Central and Northern North Sea Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 71(1), 123-140.
- Kamo, S. L. y Riccardi, A. C. (2009). A new U-Pb zircon age for an ash layer at the Bathonian-Callovia boundary, Argentina. *GFF*, 131, 177-182.
- Karner, G. D., Egan, S. S. y Weissel, J. K. (1992). Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, 215(1), 133-160.
- Kay, S. M. y Ramos, V. A. (eds.). (2006). *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35 Degrees-39 Degrees S Lat)* (Vol. 407). Geological Society of America.
- Keidel, J. (1925). Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del territorio del Neuquén. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 8*: 1-67. Buenos Aires.
- Kominz, M. A., Miller, K. G. y Browning, J. V. (1998). Long-term and short-term global Cenozoic sea-level estimates. *Geology*, 26(4), 311-314.
- Kominz, M. A. (2001). *Sea Level Variations Over Geologic Time*. Kalamazoo, Michigan: Western Michigan University.
- Korstgard, J. A. y Lerche, I. (1992). Flexural plate representation of Danish Central Graben evolution. *Journal of geodynamics*, 16(3), 181-209.

- Kozlowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. A. (1993). Estructura. En V. A. Ramos (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza, Argentina. 1(18) 235-256.
- Kuszniir, N. J., Marsden, G. y Egan, S. S. (1991). A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 56(1), 41-60.
- Kuszniir, N. J., Roberts, A. M. y Morley, C. K. (1995). Forward and reverse modelling of rift basin formation. *Geological Society, London, Special Publications*. 80, 33-56.
- Leanza, H. A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásico-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28:97-132.
- 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° LS, Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 32(3):190-208.
- Leanza, H. A. (1992). Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4), 272-299.
- Leanza, H. A. (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., Sattler, F., Martinez, R. y Carbone, O. (2011). La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío-Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 113-129). Neuquén, Argentina.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas*, 6(10), 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. (1991). Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill. Central Argentine Andes. En McDonald D. I. M., (ed.): Sea level changes at active plate margins. *International Association of Sedimentology, Special Publication* 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(3-4), 303-330.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. (1999). El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En Caminos, R. (ed.): Geología Argentina, *Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29*: 399-416, Buenos Aires.
- Lickorish, W. H., y Ford, M. (1998). Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1), 189-211.
- Limeres, M. (1996). Sequence stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in southwestern Neuquen: implicate of unraveling synsedimentary tectonics along the Huincul wrench system. En A. C. Riccardi (ed.), *Advances in Jurassic Research*. GeoResearch Forum 1-2: 275-284.
- Lillie, J. R. (1998). *Whole Earth Geophysics: An introductory textbook for geologists and geophysicist*. New Jersey: Prentice Hall.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. (2011). Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, pp. 53-62. Buenos Aires.
- Love, A. E. H. (1906). *A treatise on the mathematical theory of elasticity*. 2d edition. Cambridge, The University Press.
- Magnavita, L. P., Davison, I. y Kuszniir, N. J. (1994). Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, 13(2), 367-388.
- Manceda, R. y Figueroa, D. (1993), La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Provincia de Mendoza. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3, 219-232.
- Manceda, R. y Figueroa, D. (1995). Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez, y H. J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir (62)*: 369-382). Mendoza, Argentina.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B. y Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3), 299-309.

- Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese, J. R., Spalletti, L. A., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D. (2003). Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20:287-308.
- McGlashan, N., Brown, L. y Kay, S. (2008). Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International*, 175(3), 1013-1022.
- McIlroy, D., Flint, S., Howell, J. A. y Timms, N. (2005). Sedimentology of the tide-dominated Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: G. D. Veiga, L. A. Spalletti, J. A. Howell y E. Schwarz (eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special Publication, 252, 83-107.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1), 25-32.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B. y Bechis, F. (2008). Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico Tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 512-519.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N. y Pekar, S. F. (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310(5752), 1293-1298.
- Mitrovica, J. X., Beaumont, C. y Jarvis, G. T. (1989). Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics*, 8(5), 1079-1094.
- Mosquera, A. (2002). Inversión tectónica jurásico inferior en el sector central de la Dorsal de Huincul, Área Los Bastos. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG*, Mar del Plata.
- Mosquera, A. y Ramos V. A. (2005). Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. *VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas en CD, 28 págs. Mar del Plata, Argentina.
- Mosquera, A. y Ramos, V. A. (2006). Intraplate deformation in the Neuquén Basin. En: S. M. Kay y V. A. Ramos (eds.): *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper, 407, 97-124.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V. A., Alarcón, M. y Zubiri, M. (2011). La estructura de la Dorsal de Huincul. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 385-397. Buenos Aires.

- 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.
- Muñoz, J., y Niemeyer Rubilar, H. (1984). Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y del Bio-Bio. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile, Chile, Carta 64, 1: 250.000.
- 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 (1-2): 132-144.
- Naipauer, M., García, E., Marques, J., Tunik, M., Rojas, E., Vujovich, G., Pimentel, M. 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.
- Narciso, V., Santamaría, G. y Zanettini, J. C. (2001). Hoja Geológica 3769-I. Barrancas. Provincia de Mendoza y Neuquén. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*. Boletín 253, 62 pp., Buenos Aires.
- Nasi, C. y Thiele, R. (2010). Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur del río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile central). *Revista Geológica de Chile*, 0, 16.
- Naylor, M. y Sinclair, H. D. (2008). Pro-versus retro-foreland basins. *Basin Research*, 20, 285-303.
- Nikishin, A. M. y Kopaevich, L. F. (2009). Tectonostratigraphy as a basis for paleotectonic reconstructions. *Moscow University Geology Bulletin*, 64(2), 65-74.
- Olabode, S. O. (2015). Subsidence patterns in the Nigerian sector of Benin (Dahomey) Basin: Evidence from three offshore wells. *Ife Journal of Science*, 17(2), 455-475.
- Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G., y Fornari, M. (2010). Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18° 30'-24° S): geochemistry and petrogenesis. *Andean Geology*, 34(2), 209-232.
- Orchuela, I. y Ploszkiewicz, V. (1984). La Cuenca Neuquina. En Ramos, V. A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. IX Congreso Geológico Argentino*. San Carlos de Bariloche, Relatorio, 163-188, Buenos Aires.

- Painter, C. y Carrapa B. (2013). Flexural versus dynamic processes of subsidence in the North American Cordillera foreland basin. *Geophysical Research Letters*, 40, 1-5.
- Palma, R. M., López-Gómez, J. y Piethé, R. D. (2007). Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina: facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195(3), 113-134.
- Palma, R. M. y Kietzmann, D. A. (2008). Ciclos de somerización en facies peritidales de la Formación La Manga: tipos, origen y controles. *XII Reunión Argentina de Sedimentología*. 133, Buenos Aires.
- Pángaro, F., Pereira, M. y Giorgetti, M. (2004). Relevamiento geológico del Precuyano, en las Sierras de Reyes y Cara Cura, Provincia de Mendoza, Argentina. Repsol-YPF, (informe inédito), 22 p., Buenos Aires.
- Pángaro, F., Pereira, D. M. y Micucci, E. (2009). El sinrift del ámbito de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: su evolución y control sobre el registro estratigráfico del Jurásico y la evolución estructural del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 265-277.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Pavlukhin, S. (2013). *SeiSee*. Yuzhno-Sajalinsk: Dalmorneftegeophysica.
- Pazos, P. J. (2009). Síntesis icnológica de unidades mesozoicas marinas de la Cuenca Neuquina, nuevos datos y perspectivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 362-372.
- Ploszkiewicz, J. V., Orchuela, I. A., Vaillard, J. C. y Viñes, R. F. (1984). Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul: estructuras asociadas, provincia del Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino*, Actas 2, 163-169. Buenos Aires.
- Polanski, J. (1954). Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. *Ministerio Economía, Instituto Investigaciones Económicas y Tecnológicas, Cuadernos de Investigaciones y Estudios* 4, 4-10, Mendoza.
- Ramos, V. A. (1978). Estructura. En: Rolleri, E. O. (ed.) *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén, VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*, Relatorio 9-24. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. (1999). Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3), 41-96.

- Ramos, V. A. y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En G. D. Veiga, L. A. Spalletti, J. A. Howell, E. Schwarz (eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 15-35.
- Ramos, V. A. y Leanza, H. (2011). Historia de la evolución del conocimiento geológico. En Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino (pp. 13-26). Neuquén, Argentina.
- Ramos, V. A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. (2011). Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 335-348). Neuquén, Argentina.
- 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(3), 351-367.
- 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.
- Roberts, A. M., Lundin, E. R. y Kuszniir, N. J. (1997). Subsidence of the Vøring Basin and the influence of the Atlantic continental margin. *Journal of the Geological Society*, 154(3), 551-557.
- Roberts, A. M., Kuszniir, N. J., Yielding, G. y Styles, P. (1998). 2D flexural backstripping of extensional basins: the need for a sideways glance. *Petroleum Geoscience*, 4(4), 327-338.
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., Charrier, R. y Hoffman, D. (2014). The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°-35.5° S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*, 41(3), 529-557.
- Rossi, G. y Veiga, R. (1990). Evaluación estratigráfica, estructural y posibilidades petroleras de la Sierra de Reyes, Provincia de Mendoza. Gerencia General de Exploración YPF, Inédito.
- Roth, S. (1902). Le découverte du gisement de la Piedra Pintada. Museo. La Plata, *Revista* 10:227-234.
- Royden, L. y Keen, C. E. (1980). Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*, 51(2), 343-361.

- Sawyer, D. S., Toksoz, M. N., Sclater, J. G. y Swift, B. A. (1982). Thermal evolution of the Baltimore Canyon Trough and Georges Bank Basins. Studies in continental margin geology. En J. S. Watkins y C. L. Drake (eds.), 743-764. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists.
- Sclater, J. G. y Christie, P. A. F. (1980), Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin, *Journal of Geophysical Research*. 85(B7), 3711-3739,
- Schioma, M. y Llambías, E. J. (2008). New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the Huincul High, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 644-652.
- Schwarz, E. (1999). Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), Cuenca Neuquina Septentrional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 6(1-2): 37-59.
- Schwarz, E. (2003). *Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en el sector septentrional de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina* (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional de La Plata. La Plata, Argentina. 303 pp. Inédita.
- Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Howell, J. (2006). Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 53, 55-81.
- Shemenda, A. I. (2012). Subduction: Insights from physical modeling (Vol. 11). *Springer Science & Business Media*.
- Sigismondi, M. E. (2012). *Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión* (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 1-367).
- 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.
- Sinclair, H. (2012). Thrust wedge/foreland basin systems. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, 522-537.
- Soler, P. y Bonhomme, M. G. (1990). Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present, in S. M. Kay and C. W. Rapela (eds.), *Plutonism from Antarctica to Alaska*. *Geological Society of America. Special paper 241*, 173-192.

- Song, H. B., Chen, L., Zhang, J., Zhao, C. Y. y Dong, C. Z. (2010). A MATLAB program for 1D strain rate inversion. *Computers & Geosciences*, 36(1), 16-23.
- Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S. y Schwarz, E. (2000). Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157:433-446, London.
- Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. (2007). Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquen Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 14 (2), 85-104.
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D., Schwarz, E. y Franzese J. R. (2008). Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentación en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63, 442-453.
- Spalletti, L. A., Franzese, J. R., Morel, E., D'Elia, L., Zúñiga, A., y Fanning, C. M. (2010a). Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66, 305-313.
- Spalletti, L. A., Franzese, J. R., Veiga, G. D. y Schwarz, E. (2010b). Evolución del margen activo de Gondwana occidental y su impacto en el registro sedimentario mesozoico de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *VI Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo, Uruguay.
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D. y Schwarz, E. (2011). La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 145-160). Neuquén, Argentina.
- 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.
- Spalletti, L. A. (2013). Influencia del arco magmático protoandino en la acomodación sedimentaria, la fisiografía y las características de los depósitos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la Cuenca Neuquina. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 65, 28-42.
- Stevenson, D. J. y Turner, J. S. (1977). Angle of subduction. *Nature*, 270(5635), 334-336.

- Stipanivic, P. N. (1966). El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agazziz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (4), 403-478. Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N. y Rodrigo, F. (1968). The Jurassic and Neocomian diastrophism in Argentina and Chile. *XXII International Geological Congress. Abstracts*. Praga.
- Stipanivic, P. N., Rodrigo, F., Baulés, O. N. y Martínez, C. G. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2), 67-98.
- Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere. An Introduction*. Berlin: Springer Science & Business Media.
- Teixell, A., Bertotti, G., de Lamotte, D. F. y Charroud, M. (2009). The geology of vertical movements of the lithosphere: An overview. *Tectonophysics* 475, 1-8.
- Timoshenko, S. y Woinowsky-Krieger, S. (1959). *Theory of Plates and Shells*, McGraw-Hill, New York
- Tucker, M. E. y Wright, V. P. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Turcotte, D. L. y Schubert, G. (1982). *Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems*, 450 pp.
- Turcotte, D. L. y Schubert, G. (2002). *Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems* 456 pp.
- Turienzo, M. M. (2009). La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante (34°30'-34°50' L.S.) y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1), 123-139.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T. y Cerdan, J. (1989). Mesozoic Extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basins: Chapter 39: Analogs.
- Uliana, M. A., Arteaga, M. E., Legarreta, L., Cerdan, J. J. y Peroni, G. O. (1995). Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. En: J. G. Buchanan y P. G. Buchanan (eds.) *Basin inversión. Geological Society of London*, 88: 21 1-233.

- Uliana, M. A., Legarreta, L., Laffitte, G. A. y Villar, H. (1999). Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas de Argentina. *Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 4, 1-61.
- Van Hinte, J. E. (1978). Geohistory analysis-application of micropaleontology in exploration geology. *AAPG Bulletin*, 62(2), 201-222.
- Vázquez-Rodríguez, O. y López-Águila, A. (2013). Modelo analítico para la flexión de la litósfera: un aprovechamiento perturbativo para la rigidez flexural. *Dyna*, 80(177), 142-151.
- 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, 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.
- Vergani, G., Tankard, A. J., Belotti, H. J. y Welsnik, H. J. (1995). Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén basin. En A. J. Tankard, R. Suárez Sorucco y H. J. Welsnik (eds.). *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*. 62, 383-402.
- Vergani, G. D. (2005). Control estructural de la sedimentación jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina. Modelo de falla lítrica rampa-plano invertida. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 1(1):32-42.
- Vicente, J. C. (2005). Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 221-250.
- Volkheimer, W., Quattrocchio, M., Martínez, M., Prámparo, M., Scafati, L. y Melendi, D. (2011). Palinobiotas fósiles. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 579-590). Neuquén, Argentina.
- Walcott, R. I. (1970). Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 75(20), 3941-3954.
- Watkinson, M. P., Hart, M. B. y Joschi, A. (1977). Cretaceous Tectonostratigraphy and the Development of the Cauvery Basin, Southeast India, *Petroleum Geoscience*, 13, 181-191.

- Watts, A. B. y Ryan, W. B. F. (1976). Flexure of the lithosphere and continental margin basins. En: M. H. P. Bott (ed.) *Sedimentary Basins of Continental Margins and Cratons. Tectonophysics*, 36(1-3), 25-44.
- Watts, A. B., Karner, G. D. y Steckler, M. S. (1982). Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 305(1489), 249-281.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Department of Earth Sciences, Oxford University: Cambridge University Press.
- Weaver, C. (1927). The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science*, 5(13): 417-434.
- Weaver, C. (1931). Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *University of Washington. Memoir 1*, 1-469. Seattle.
- Weaver, C. (1942). A general summary of the Mesozoic of South and Central America. 8^o American Science Congress, Proceedings (1940) 4, *Geology*: 149-193. Washington.
- Wheeler, P. y White, N. (2000). Quest for dynamic topography: Observations from Southeast Asia. *Geology*, 28, 963-966.
- White, N. (1994). An inverse method for determining lithospheric strain rate variation on geological timescales. *Earth Planetary Science Letter*, 122, 351-371.
- Windhausen, A. (1914). Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). *Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minería y Mineralogía, Anales 10(1)*:1-60, Buenos Aires.
- Windhausen, A. (1931). Geología Argentina. Segunda parte. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. *Peuser*, Buenos Aires, Argentina.
- Xie, X. y Heller, P. L. (2009). Plate tectonics and basin subsidence history. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 55-64.
- Yrigoyen, M. (1979). Cordillera Principal. En: 2^o Simposio de Geología regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias I: 345-364, Córdoba.
- Yrigoyen, M. R. (1991). Hydrocarbon resources of Argentina. En *World Petroleum Congress. Petrotecnia, Special Issue. 13*, 38-54.

- Zamora Valcarce, G. y Zapata, T. (2005). Estilo estructural del frente de la faja plegada neuquina a los 37°S. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Actas en CD: 16 p., Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos V. A. (2011). La faja plegada y corrida del Agrio. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 367-374). Neuquén, Argentina.
- Zapata, T. y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 37-56.
- Zavala, C. (1993). *Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina.* (Tesis Doctoral). Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. Inédita.
- Zavala, C. A. (1996a). Sequence stratigraphy in continental to marine transitions. An example from the middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquen Basin, Argentina. En A. C. Riccardi (ed.), *Advances in Jurassic Research. GeoReserch Forum*, 1-2, 285-294.
- Zavala, C. A. (1996b). High resolution sequence stratigraphy in the middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquen Basin, Argentina. En A. C. Riccardi (ed.), *Advances in Jurassic Research. GeoReserch Forum* 1-2: 295-304.
- Zavala, C. y González, R. (2001). Estratigrafía del Grupo Cuyo (jurásico inferior-medio) en la sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 65, 40-54.
- Zavala, C. (2002). El contacto entre los grupos Cuyo y Lotena (Jurásico) en la Sierra de la Vaca Muerta. Cuenca Neuquina, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, Santa Cruz. Actas 1, 711-715.
- Zhang, H., Teng, J., Tian, X., Zhang, Z., Gao, R. y Liu, J. (2012). Lithospheric thickness and upper-mantle deformation beneath the NE Tibetan Plateau inferred from S receiver functions and SKS splitting measurements. *Geophysical Journal International*, 191(3), 1285-1294.