

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL FRENTE ANDINO EN NEUQUÉN

Gonzalo ZAMORA VALCARCE¹, Tomás ZAPATA², Víctor A. RAMOS³, Felipe RODRÍGUEZ¹ y Luis Miguel BERNARDO²

¹ Repsol YPF, Madrid, España. Emails gzamorav@repsol.com, frodriguezmo@repsolypf.com

² Repsol YPF, Buenos Aires. Emails tzapatam@ypf.com, lumbernardo@ypf.com

³ Laboratorio de Tectónica Andina, F.C.E. y N., Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. Email andes@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

La región preandina de Neuquén está conformada por una faja plegada fósil conocida como faja plegada y corrida del Agrio. La excelente calidad de sus afloramientos, los datos de subsuelo, junto con recientes edades radimétricas y nuevos datos de trazas de fisión en apatita, han permitido reconstruir con bastante precisión la historia evolutiva de esta región. La estructuración de la región habría comenzado durante el Cretácico Superior, documentado por la presencia de diques basálticos de rumbo E-O de ~100 Ma que se encuentran cortando la estructura de la zona interna. La deformación fue consecuencia de una leve horizontalización de la placa subducida que habría provocado la migración del arco volcánico hacia el antepaís. Éste se habría instaurado en la región de Collipilli, en donde, recientemente se han obtenido edades de ~70 Ma para las Formaciones Collipilli y Cayanta. Estas unidades, se encuentran discordantes sobre la secuencia mesozoica, marcando así el límite superior para el primer evento de deformación. Evidencias de esta deformación en la zona externa de la faja plegada se pueden observar en la discordancia del Grupo Neuquén sobre el Grupo Bajada del Agrio (Rayoso). A su vez, los nuevos datos de trazas de fisión en apatita en el dorso de los Chihuidos, indican una serie de eventos de enfriamiento/levantamiento, el primero de ellos a los 70-50 Ma. El segundo en el Mioceno que produjo una reactivación de la deformación, evidenciada por los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tralalhué y las Formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo. Los nuevos datos de trazas de fisión en apatita, permiten interpretar otros dos eventos adicionales de levantamiento/enfriamiento entre los 11 y los 6 Ma en el dorso de los Chihuidos.

Palabras clave: *Faja Plegada del Agrio, Dorso de los Chihuidos, Evolución tectónica, Trazas de fisión en apatita.*

ABSTRACT: *Tectonic evolution of the Andean front in Neuquén.* The Neuquén pre-Andean region is composed of a fossil fold belt known as the Agrio fold and thrust belt. The exceptional outcrops and the subsurface data together with recent radiometric ages and new fission-track ages in apatite have allowed establishing the tectonic evolution of this area. The deformation began during the Late Cretaceous, documented by 100 Ma E-W trending basaltic dikes, cutting the cerro Mocho structure in the inner part of the Agrio fold and thrust belt. This event was a consequence of a gentle shallowing of the subducting plate that generated the eastward migration of the volcanic arc. This migration is documented in the Collipilli region, where recent radiometric ages yielded ~70 Ma for the Collipilli and Cayanta Formations. They overlay unconformable the Mesozoic sequence, bounding the upper limit of the first deformational event. The unconformity between the Neuquén and Bajada del Agrio Groups in the outer zone was generated in this first event. The new fission-track data in the Los Chihuidos High indicate at least three cooling/uplift events, starting around 70-50 Ma. During the Miocene a new deformational event occurred, as shown by the synorogenic deposits of Tralalhué conglomerate, Puesto Burgos and Rincón Bayo Formations. The apatite fission-track data show other two cooling/uplift events between 11 and 6 Ma in the Los Chihuidos High.

Keywords: *Agrio fold and thrust belt, Los Chihuidos High, Tectonic evolution, Apatite fission-track.*

INTRODUCCIÓN

La faja plegada y corrida del Agrio se encuentra ubicada en la parte occidental de la provincia de Neuquén (Ramos 1978), entre las localidades de Las Lajas y Chos Malal (Fig. 1). El frente orogénico actual en esta región de los Andes, se encuentra más al oeste, por lo que la región del

Agrio constituye una faja plegada fósil. La faja plegada y corrida del Agrio es una faja plegada bien desarrollada, con grandes braquianticlinales producto de la participación del basamento en la deformación, estructuras de piel fina elongadas en sentido norte sur y separadas por amplias pampas que reflejan bloques de basamento parcialmente invertidos (Zapata

et al. 1999). Estas características, hacen de la faja plegada del Agrio una faja con deformación mixta, piel gruesa-piel fina que aumenta su complejidad en subsuelo, ya que muchas de las estructuras aflorantes están condicionadas por la presencia y orientación de estructuras antiguas. La presencia de rocas volcánicas y depósitos sinorogénicos, junto con los excelentes

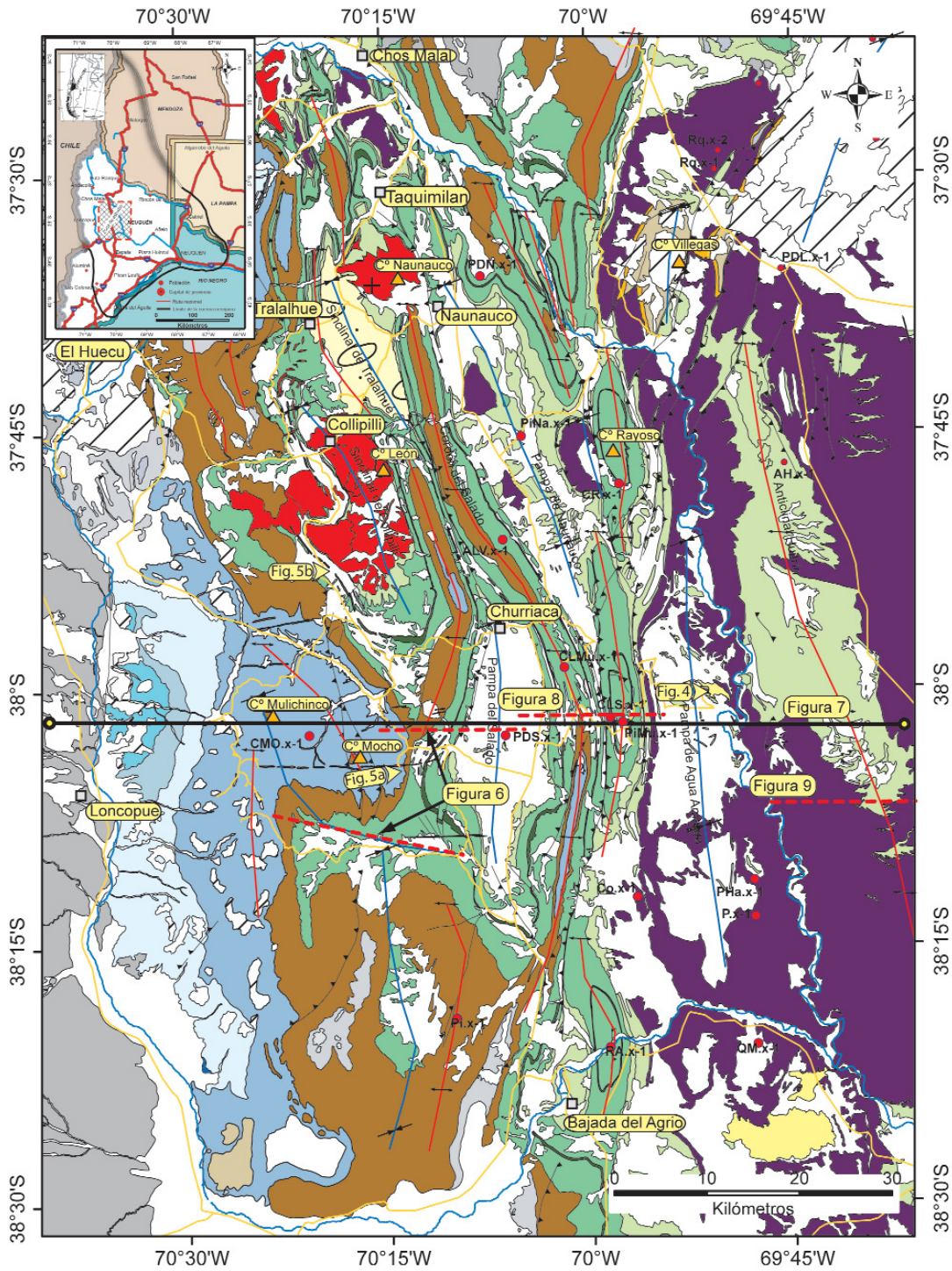


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación de la región de estudio. El mapa es el resultado de la integración de la información de las comisiones geológicas de YPF y observaciones realizadas en el presente trabajo.

afloramientos de la secuencia mesozoica, la buena cobertura de información de subsuelo y los fáciles accesos, hacen de ella una excelente localidad para comprender la evolución tectónica de los Andes neuquinos a esta latitud (e.g. Zapata *et al.* 1999, 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2006 y Zamora Valcarce 2007).

ESTRATIGRAFÍA

En la zona de estudio se puede observar prácticamente completa la columna de la cuenca Neuquina. Existen afloramientos de la Formación Los Molles en el límite occidental, pudiendo observarse excelentes exposiciones de los Grupos Mendoza y Bajada del Agrío en toda la faja (Fig. 1), junto con algunos depósitos saltuarios del Grupo Neuquén en la pampa de Naunauco. En la parte oriental de la zona de estudio, en el dorso de los Chihuidos, los afloramientos están dominados por las rocas sedimentarias del Grupo Neuquén, con afloramientos del Grupo Bajada del Agrío en las trazas anticlinales (Fig. 1). El contacto entre los Grupos Bajada del Agrío (Formación Rayoso) y Neuquén es claramente discordante en la zona externa de la faja plegada del Agrío (Uliana 1975, Ramos 1981, Mosquera y Ramos 2006, Zamora Valcarce 2007). Uliana (1975) marcó como límite superior de la Formación Rayoso un nivel de areniscas violáceas de espesor reducido y poco variable. Este nivel es equivalente al que Ponce *et al.* (2002) identificaron como una superficie de deflación (unidad no nominada), que se apoya sobre distintos niveles de la Formación Rayoso y a su vez es cubierta por una misma unidad litoestratigráfica de areniscas y areniscas conglomerádicas. Para Ponce *et al.* (2002) esta superficie es cubierta por la Formación Candeleros del Grupo Neuquén y estaría indicando una discontinuidad previa a la discordancia intersenoniana. La figura 3 muestra la correlación de perfiles de superficie realizada por Uliana (1975), en donde las importantes variaciones de espesor manifiestan la existencia de la discordancia de valor regional entre las are-

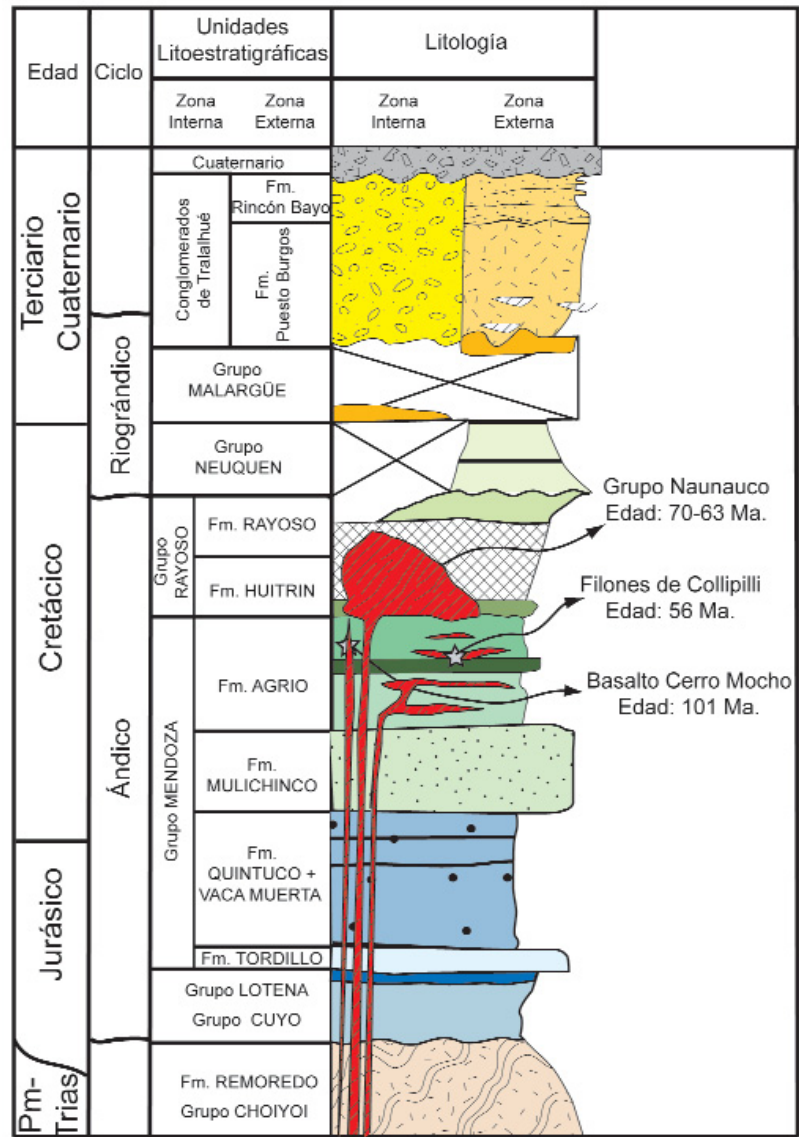


Figura 2: Cuadro estratigráfico del área de estudio.

niscas violáceas de la base del Grupo Neuquén y el sustrato subyacente de la Formación Rayoso. Edades de trazas de fisión sobre zircons del Grupo Neuquén, muestran que la sedimentación en esta cuenca de antepaís debió comenzar a los 88 Ma (Corbella *et al.* 2004). A su vez, Tunik *et al.* (2008), sobre la base del análisis de zircons detríticos de la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén, en la parte externa de la faja plegada, concluyen que la deformación en esta región habría comenzado con posterioridad a los 98 Ma. Secuencias clásticas terciarias afloran en dos regiones dentro de la faja plegada del

Agrío. 1) En la parte interna, en la región de Tralalhué (Fig. 1), representadas por el Conglomerado Tralalhué que ha sido interpretado como una cuenca de *piggy-back* transportada a espaldas del cerro Naunauco (Ramos, 1998). Fueron datadas sobre la base de restos fósiles por Repol *et al.* (2002) como de edad miocena media. Zamora Valcarce (2007) caracterizó las relaciones de discordancia y cartografió y estudió las paleocorrientes de estos depósitos. El segundo paquete de depósitos sinorogénicos terciarios, se encuentra en la parte externa de la faja plegada, en la pampa de Agua Amarga (Fig. 1), representados

por las Formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo (Leanza y Hugo 2001). Zapata *et al.* (2002) identificó su carácter discordante y Zamora Valcarce (2007), en base a restos de flora y fauna les asignó una edad miocena media-superior. La Formación Puesto Burgos, se encuentra discordante sobre el Grupo Neuquén mediante relación de traslape (*onlap*) (Fig. 4; Zamora Valcarce *et al.* 2006, Zamora Valcarce, 2007). Por su parte la Formación Rincón Bayo, con una edad tentativa Miocena Superior, se encuentra suavemente discordante sobre los depósitos de la Formación Puesto Burgos (Fig. 4; Zamora Valcarce 2007).

ROCAS VOLCÁNICAS

Las únicas rocas volcánicas sobre el dorso de Los Chihuidos corresponden a dos pequeños cerritos conocidos localmente como Chihuidos (en lengua araucana, cerro vigía), y el volcancito monogenético de Parva Negra de edad pliocena (Ramos y Barbieri 1989). Las rocas volcánicas de la región son predominantemente de edad cretácica-paleocena y están restringidas a la parte interna de la faja plegada del Agrio (Fig. 1).

La denominación Basalto Cerro Mocho es introducida por Zamora Valcarce (2007) quien la definió para agrupar a una serie de diques subparalelos que afloran en las proximidades del cerro homónimo y que no habían sido motivo de estudios específicos hasta ese momento. Tradicionalmente eran considerados como de edad neoterciaria por las comisiones geológicas de YPF. Leanza y Hugo (2001) los clasificaron como una subunidad de diques dentro de la Formación Collipilli. Más tarde Repol *et al.* (2002) las agrupó dentro de la denominación de Andesita Pichaihue, asignándoles una edad tentativa miocena, basado en las relaciones de campo y por correlación con otras rocas ígneas miocenas de regiones adyacentes (Rovere y Rosello 2001). Las dataciones radimétricas Ar/Ar arrojaron edades de ~100 Ma (Zamora Valcarce *et al.* 2006 y Zamora Valcarce 2007), lo que

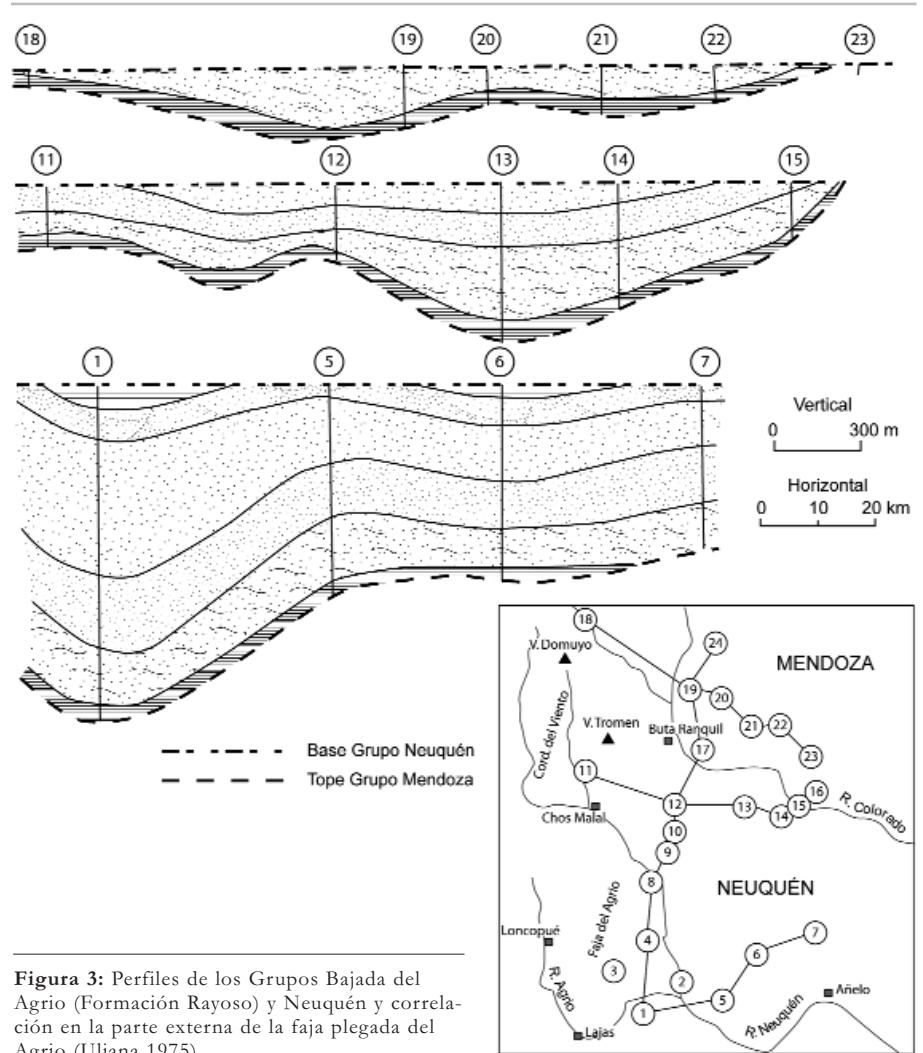


Figura 3: Perfiles de los Grupos Bajada del Agrio (Formación Rayoso) y Neuquén y correlación en la parte externa de la faja plegada del Agrio (Uliana 1975).

estaría reflejando la existencia de un evento ígneo no conocido hasta entonces en la zona.

El conjunto de estas rocas se compone de una serie de diques con rumbo E-W, siendo el más característico el dique que, con una longitud aproximada de 18 km, corta de forma discordante la estructura del cerro Mocho (Figs. 1 y 4). Existen también otros afloramientos de estas rocas más al sur, donde afloran tres diques más, uno de hasta 4 km de longitud, así como al norte, en la zona de Trahuncurá, pero de menor longitud. Se trata de un conjunto de rocas básicas, con contenidos promedios en SiO₂ del 45%. Son de composición subcalina con una relación Nb/Y que varía entre 0,3 y 0,4 y relaciones Zr/TiO₂ menores a 0,1.

Por otra parte, la denominación de Gru-

po Naunauco fue introducida por Llam-bías y Malvicini (1978) para aquellas rocas presentes en la localidad homónima. Más tarde Llam-bías y Rapela (1987, 1989) las incluyeron como parte de la provincia volcánica neuquino-mendocina, la cual englobaba a todas las unidades descritas por autores previos entre los 38°30'S y los 34°S (Groeber 1946, 1947, Irigoyen 1972, Bettini 1982, Kozłowski *et al.* 1987, Haller *et al.* 1985). Estos autores propusieron mantener la denominación de Grupo Molle, separando las facies extrusivas como Formación Cayanta, previamente definidas por Rapela y Llam-bías (1985) y las subvolcánicas como Formación Collipilli. Llam-bías y Rapela (1987, 1989), las caracterizaron geoquímicamente y realizaron dataciones K-Ar, obteniendo un promedio de edades de 40 Ma (Eoceno

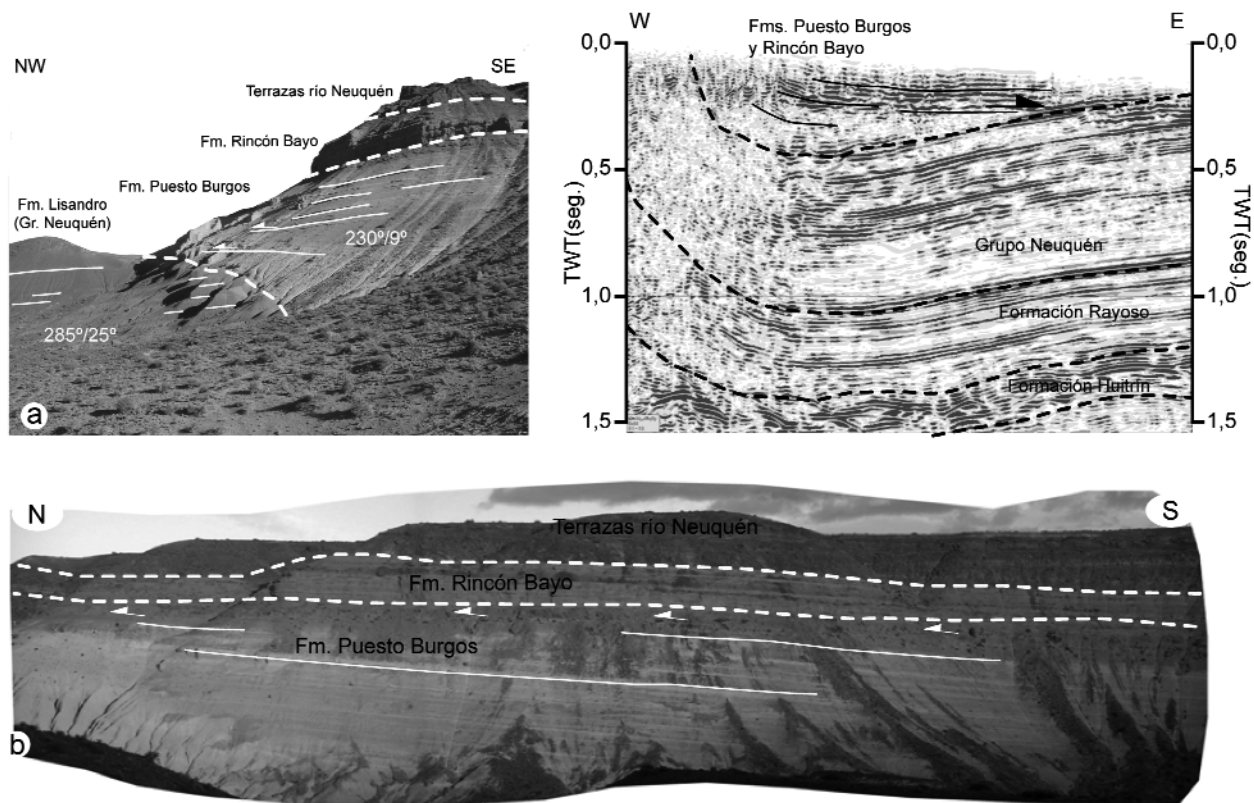


Figura 4: Relaciones de discordancia de los depósitos sinorogénicos de la pampa de Agua Amarga. a) Relación entre Grupo Neuquén - Formación Puesto Burgos. b) Relación entre Formaciones Puesto Burgos - Rincón Bayo.

Inferior-Medio). Las nuevas dataciones Ar/Ar realizadas (Zamora Valcarce *et al.* 2006 y Zamora Valcarce 2007), arrojaron edades más antiguas de ~70 Ma. Zamora Valcarce (2007) propuso el nombre Grupo Naunauco para agrupar a las rocas efusivas de la Formación Cayanta y las intrusivas de la Formación Collipilli, con el fin de englobar a las rocas ígneas de la región de edad cretácica superior-paleocena, desvinculándolas así del Grupo Molle. Las rocas de este grupo son mayormente de carácter intermedio a ligeramente ácido, con contenidos en SiO₂ que varían entre 47 y 53% para las andesitas de la Formación Collipilli, y entre 55 y 57% para las correspondientes a las de la Formación Cayanta. Las relaciones Ta/Hf (~0,10) y La/Ta (~66) de estas rocas, están dentro del rango típico de rocas de arco volcánico.

Estas unidades se presentan claramente discordantes sobre la secuencia sedimentaria, deformada previamente, correspondiente a los Grupos Mendoza y Bajada

del Agrío (Fig. 5), apoyándose en unos casos sobre la Formación Huitrín y en otros sobre la Formación Rayoso. Permitiendo así, marcar un límite inferior para uno de los eventos de deformación que han afectado a la región.

FAJA PLEGADA DEL AGRIO

La estructura de la faja plegada del Agrío está caracterizada por una combinación de estructuras de piel gruesa y piel fina, lo que ha permitido a diferentes autores separarla en dos sectores (Ramos 1978, 1998, Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2006) uno interno con predominio de estructuras de basamento y uno externo con predominio de pliegues despegados en la Formación Auquilco.

Zona interna

Esta zona corresponde a la parte occidental de la faja plegada, y ha sido interpretada como parte del sistema extensional de Tres Chorros (Vergani *et al.* 1995).

El análisis de la información tanto de superficie como de subsuelo, permite interpretar una serie de altos en el basamento que controlan el estilo estructural. Estos altos han dado lugar a una serie de grandes braquianticlinales, producto, al menos parcialmente, de la inversión de estructuras previas. La figura 6 muestra una línea sísmica con su interpretación que cruza el frente del anticlinal del cerro Mocho y que refleja claramente el estilo estructural que caracteriza esta zona. En esta figura se puede observar la falla que levantó el anticlinal del cerro Mocho y que generó un resalto estructural de más de 2000 m respecto a la pampa del Salado. Se puede observar como esta falla no corta la secuencia mesozoica, insertándose en las evaporitas de la Formación Auquilco y transfiriendo el acortamiento hacia la zona externa (Figs. 6 y 7).

Zona externa

La estructura superficial de la zona externa está dominada por pliegues de menor

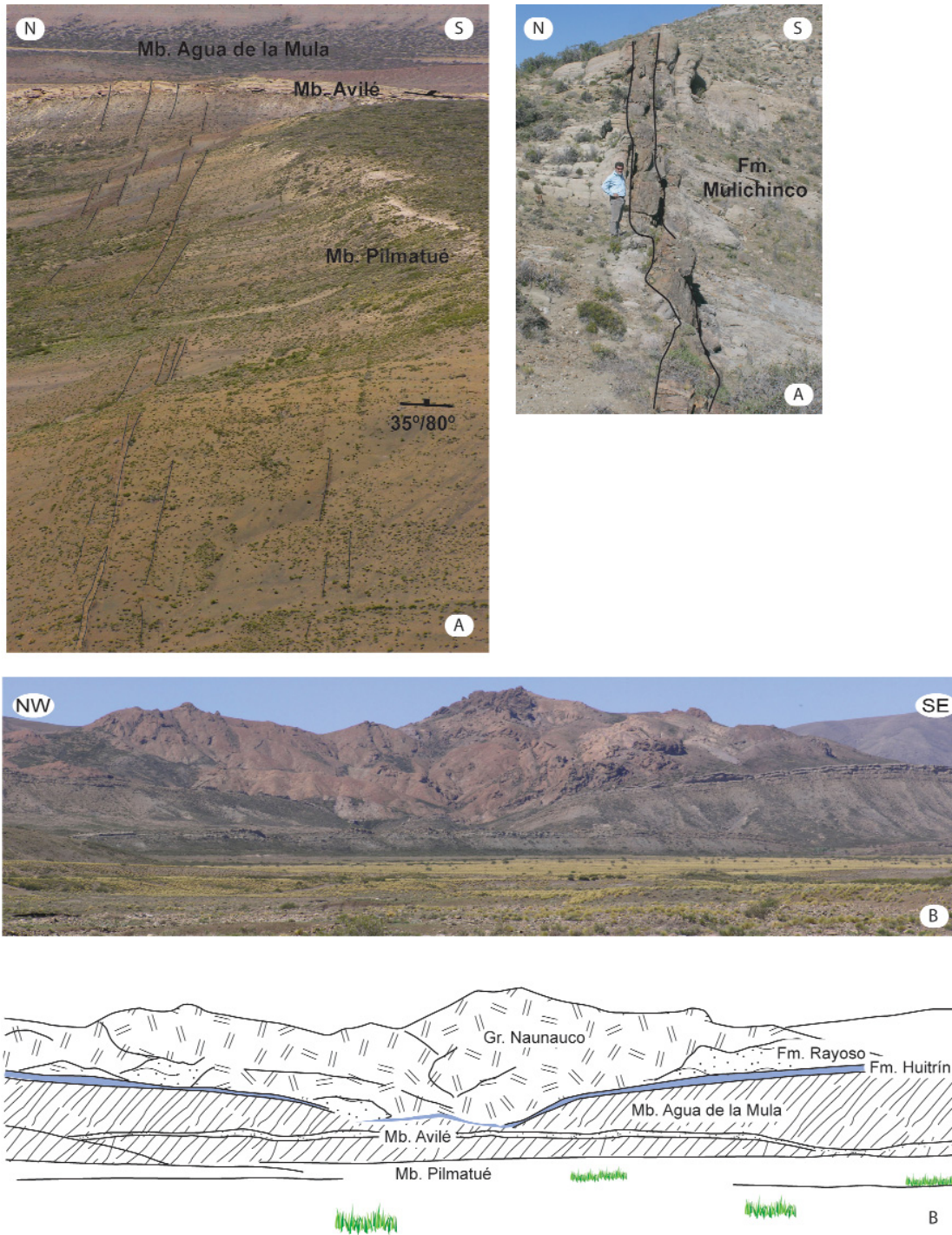


Figura 5: Fotos de afloramiento de las principales rocas ígneas expuestas en la faja plegada del Agrío. a) Diques basálticos cortando el cerro Mocho con edades de ~100 Ma (Zamora Valcarce *et al.* 2006 y Zamora Valcarce 2007). b) Formaciones Collipilli y Cayanta, en el flanco occidental del sinclinal de Collipilli con edades ~70 Ma (Zamora Valcarce *et al.* 2006 y Zamora Valcarce 2007). Ubicación en figura 1.

longitud de onda, despegados en las evaporitas de la Formación Auquilco, lo que confiere una estructuración de piel fina. El análisis en detalle de este plegamiento ha permitido observar que en muchos casos esos pliegues han evolucionado a pliegues de propagación y pliegues de flexión con un despegue superior en las evaporitas de la Formación Huitrín uno

de los mejores ejemplos es la zona triangular de Pichi Mula (Fig. 8). A su vez, la información de subsuelo, permite comprobar que esta región ha sido afectada por deformación del basamento. La figura 8 muestra una línea sísmica que atraviesa la zona triangular del cordón del Salado y el anticlinal de Pichi Mula. En ella se puede observar como el cordón

del Salado está elevado por una falla que afecta al basamento y que a su vez provoca el levantamiento de la pampa del Salado, la cual tiene un resalto estructural con respecto de la pampa de Agua Amarga, inmediatamente al este, de más de 1.000 m (Fig. 8).

DORSO DE LOS CHIHUIDOS

El dorso de los Chihuidos es una gran estructura anticlinal con una extensión de más de 70 km, elongada en sentido norte-sur. Como ya notara Cristallini *et al.* (2005), la morfología, topografía, y drenaje del dorso indican un levantamiento relativamente reciente. La información sísmica de subsuelo en esta región (Fig. 9), muestra poca complejidad estructural, por lo que esta estructura ha sido explicada por inversión tectónica de los hemigrábenes precuyanos (Cristallini *et al.* 2005, Mareto y Pángaro 2005). Mosquera y Ramos (2005) relacionaron esta estructura a inversión transpresiva vinculada a subducción oblicua entre el Jurásico Inferior y el Valanginiano (Cretácico Inferior). Mareto y Pángaro (2005) mediante el análisis de la sísmica 2D existente, identificaron los diferentes eventos compresivos que tuvieron lugar en la zona, uno durante el Berrasiano-Valanginiano inferior, asociado con la deformación de la dorsal de Huíncul y uno más reciente, que estos mismos autores asocian al Neógeno, el cual le habría dado su configuración actual.

Exhumación del dorso de los Chihuidos

Las trazas de fisión de apatita son pequeñas fracturas que se producen de forma natural por reacciones de fisión de átomos de ²³⁸U en el mineral. La cantidad de trazas es proporcional al tiempo. La longitud de las trazas disminuye con el incremento de la temperatura ya que el daño producido por la radiación es progresivamente reparado. Este incremento de temperatura está generalmente asociado al enterramiento de los sedimentos en los cuales se encuentran los minerales de apatita. Otras causas de aumentos en la temperatura pueden ser anomalías térmicas asociadas a eventos magmáticos o a presencia de fluidos hidrotermales. Las trazas desaparecen totalmente a temperaturas superiores a los 120°C, temperatura por encima de la cual las nuevas trazas que se formen desaparecen rápidamente. Si posteriormente se produce un enfria-

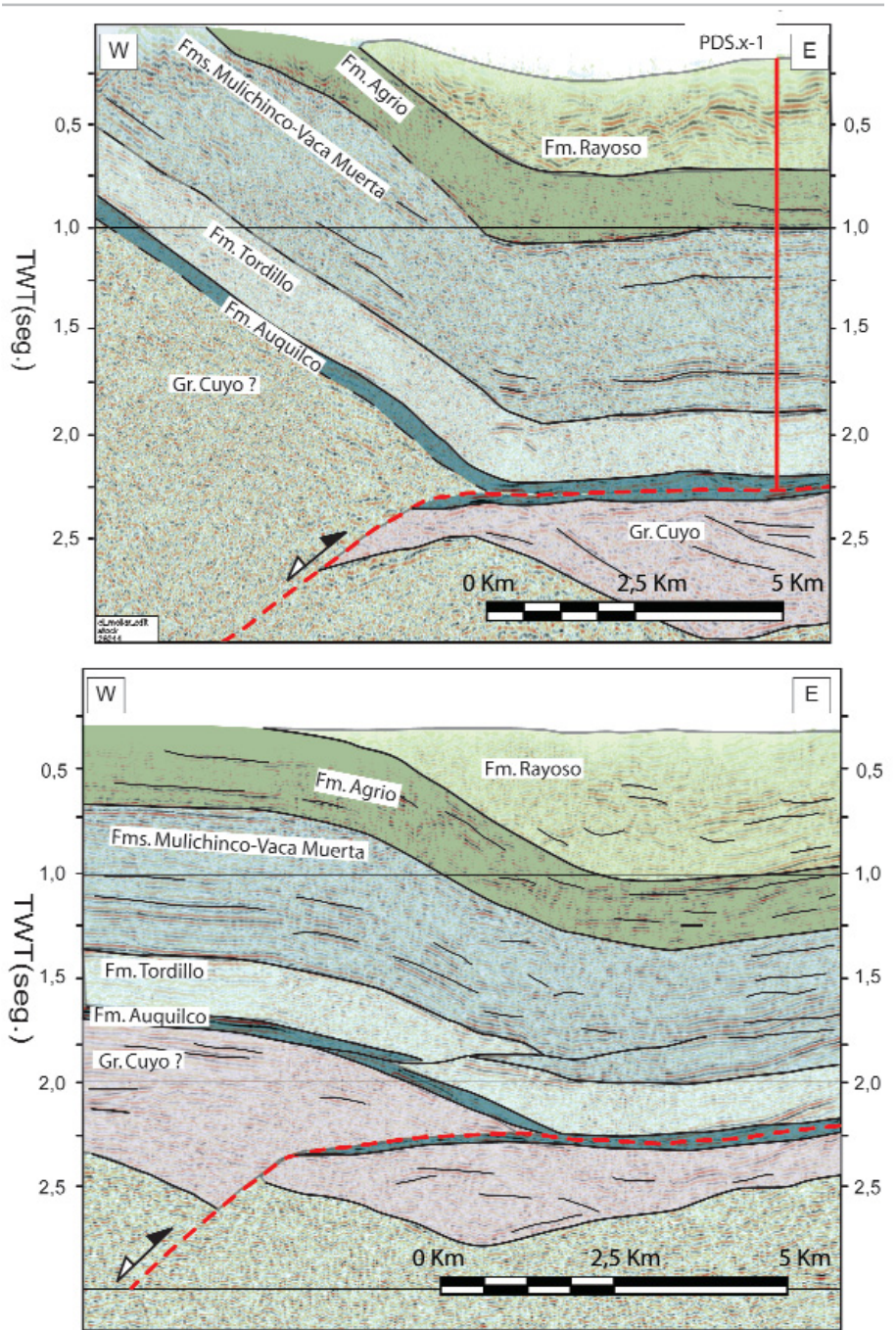


Figura 6: Secciones sísmicas 2D a través del frente oriental del cerro Mocho, ubicación en figura 1. En ellas se puede ver el estilo estructural de la zona interna de la faja plegada del Agrio, en donde el basamento participa de la deformación, insertándose en la columna sedimentaria a favor de las evaporitas de la Formación Auquilco y transfiriendo la deformación hacia la zona externa.

miento, generalmente por levantamiento y erosión, las trazas de fisión se formarán de nuevo. La distribución final, en número y longitudes de las trazas, dependerá por lo tanto de la edad e historia térmica de cada muestra y es de gran utilidad en la datación de los eventos de enfriamiento posteriores a la máxima paleotempera-

tura alcanzada. Por ejemplo se pueden identificar y datar en una cuenca los eventos de levantamiento posteriores al momento de máximo soterramiento. Para este estudio se analizaron siete muestras de apatitas de las Formaciones Rayoso, Agrio Superior, Agrio Inferior, Mulichinco y Tordillo. Los resultados fueron

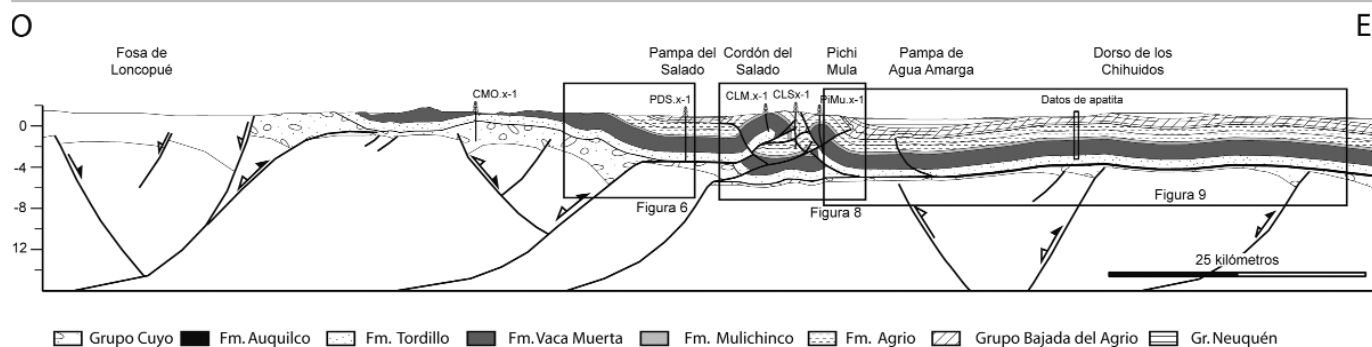


Figura 7: Sección estructural oeste-este, a lo largo de la zona interna y externa de la faja plegada del Agrio y el dorso de los Chihuidos (modificado de Zapata y Folguera, 2005 y Zamora Valcarce, 2007). En esta sección se puede observar como parte de la deformación de piel gruesa de la zona interna ha sido transferida a la zona externa a través de las evaporitas de la Formación Auquileo, deformando mediante piel fina la secuencia sedimentaria característica de la cuenca neuquina. La parte más oriental de la sección corresponde a la estructura del dorso de los Chihuidos, la cual constituye un gran anticlinal con participación del basamento en su formación.

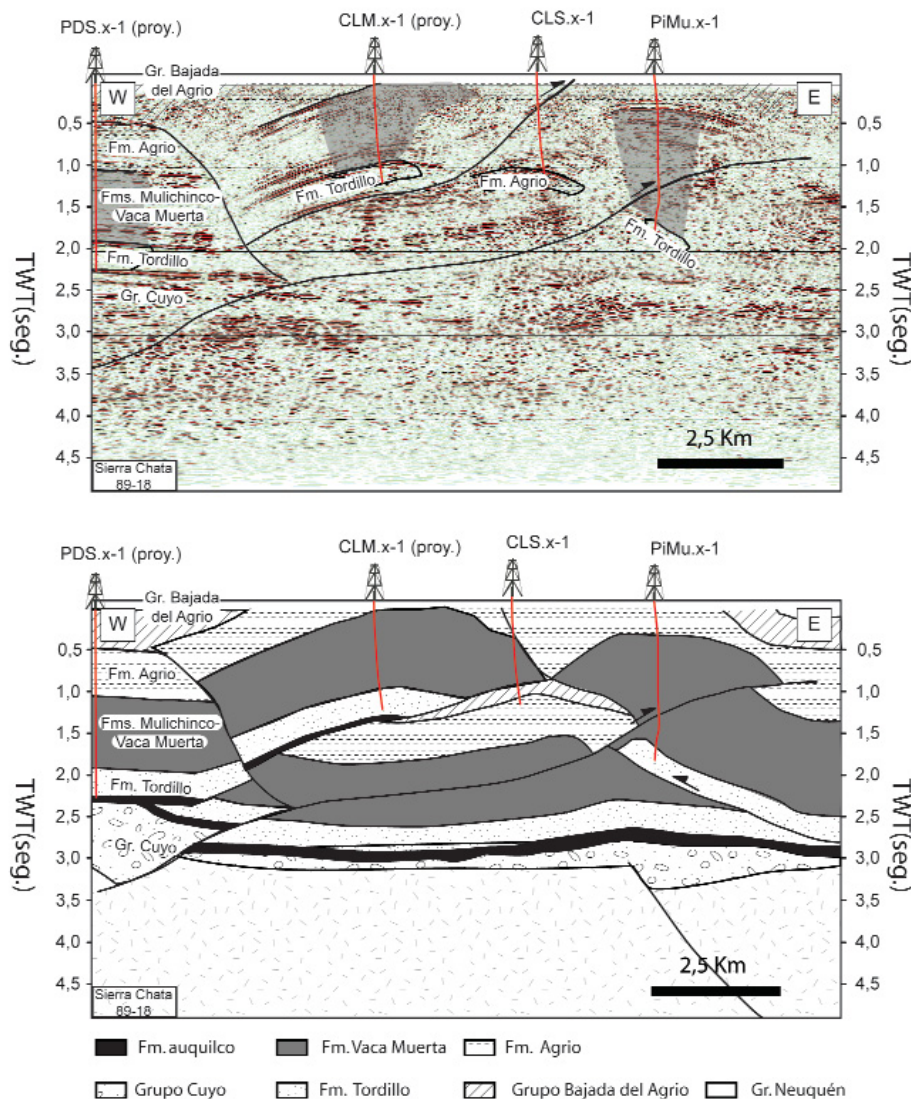


Figura 8: Sección sísmica 2D a través del cordón del Salado y el anticlinal Pichi Mula. Esta zona constituye una zona triangular (Zapata *et al.* 2002) con dos anticlinales aflorantes con vergencia opuesta y un tercer anticlinal enterrado. El nivel de despegue superior está constituido por las evaporitas de la Formación Huitrín, en donde se insertaron los corrimientos que levantaron las estructuras.

de gran calidad, excepto para la muestra de la Formación Tordillo que no fue utilizada en este estudio. La calibración del modelo ha permitido identificar tres eventos de levantamiento y erosión en la zona. La figura 10, muestra el gráfico de soterramiento una vez calibrado el modelo con los datos de madurez y de fisión en apatitas. Se puede observar que la deformación cretácica habría estructurado ligeramente esa zona, dando lugar a la discordancia entre los Grupos Bajada del Agrio y Neuquén. Este último se habría depositado con un espesor aproximado de 1.600 m. Entre el Maastrichiano-Oligoceno (70-30 Ma) se produciría un suave levantamiento que dio lugar a una erosión de unos 1.000 m de los depósitos sedimentarios. Posteriormente, durante el Oligoceno-Mioceno Inferior (25-20 Ma), se produjo el segundo evento de levantamiento, con una erosión de unos 700 m de columna sedimentaria. El espacio de acomodación generado en este tiempo, habría sido rellenado por los depósitos sinorogénicos de la Formación Puesto Burgos. Un nuevo evento habría ocurrido durante el Mioceno Medio (~14 Ma), erosionando unos 750 m y que habría dado lugar a los depósitos sinorogénicos de la Formación Rincón Bayo.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La abundancia de datos temporales recientes obtenidos tanto en la faja plegada del Agrio como en el dorso de los Chi-

huidos acerca de sus edades de exhumación, permite acotar con mayor precisión los distintos eventos que han afectado a los Andes de Neuquén desde el Cretácico Inferior hasta la actualidad.

Triásico-Jurásico

La evolución mesozoica de la región comenzó con una extensión generalizada asociada a una velocidad de *roll-back* negativa (Mpodozis y Ramos 1989, Ramos 1999). Este período dio lugar a un volcanismo generalizado y la formación de depocentros donde se acumularon sedimentos clásticos y volcániclásticos intercalados con basaltos y andesitas.

Primeros eventos compresivos (Jurásico Superior)

Este evento, que produjo la inversión de los hemigrábenes triásicos, está bien desarrollado en la zona de la dorsal de Huincul en donde es fácilmente detectable. En este sector de la cuenca, se generaron geometrías de estratos de crecimiento, cuñas, relaciones de traslape, etc, dentro de la Formación Agrío. Estas evidencias de deformación, son reconocibles en el área del dorso de los Chihuidos, donde Margetto y Pángaro (2005) mostraron evidencias, en base a la interpretación de líneas sísmicas y su posterior horizontalización. Estos autores pudieron determinar la existencia de un evento compresivo para esta época, el cual no tendría su impronta en el desarrollo de facies gruesas o estratos de crecimiento, pero quedaría de manifiesto por la disminución de espesor para el evento sedimentario de las formaciones Quintuco-Vaca Muerta. En la faja plegada del Agrío, la información de subsuelo existente no permite confirmar claramente este evento. Zamora Valcarce (2007) sobre una de las líneas que corta el cerro Mocho identificó una serie de relaciones de traslape (*onlap*) en la Formación Vaca Muerta, contra una posible estructura previa, que permitirían inferir su actividad temprana.

Cretácico Medio a Superior

Los diques subverticales y discordantes,

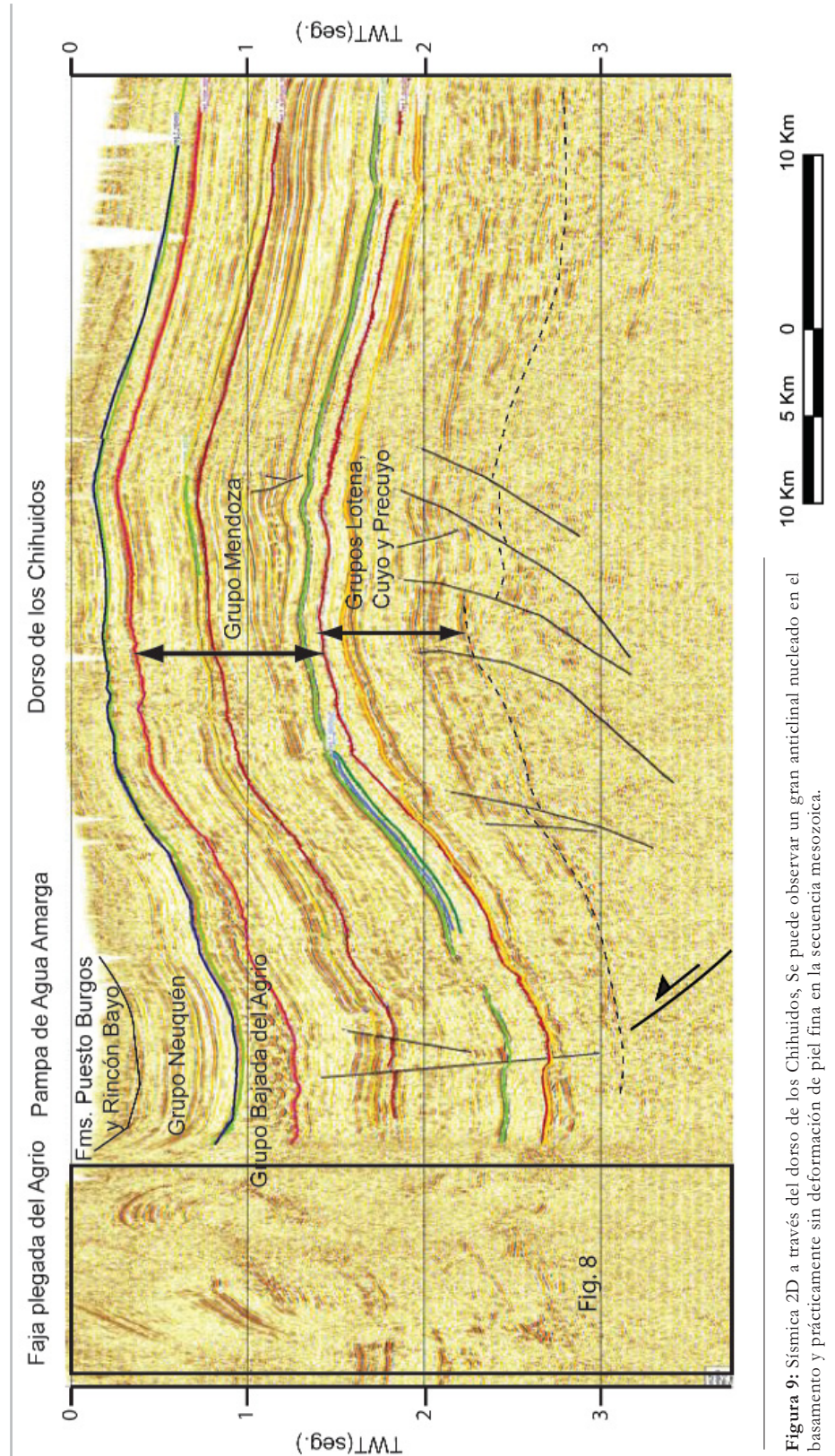


Figura 9: Sísmica 2D a través del dorso de los Chihuidos. Se puede observar un gran anticlinal nucleado en el basamento y prácticamente sin deformación de piel fina en la secuencia mesozoica.

con una edad de unos 100 Ma, que atraviesan claramente la estructura del cerro Mocho, permiten afirmar la existencia y

acotar con mayor precisión el inicio de este evento. Durante este evento se habría estructurado la parte interna de la

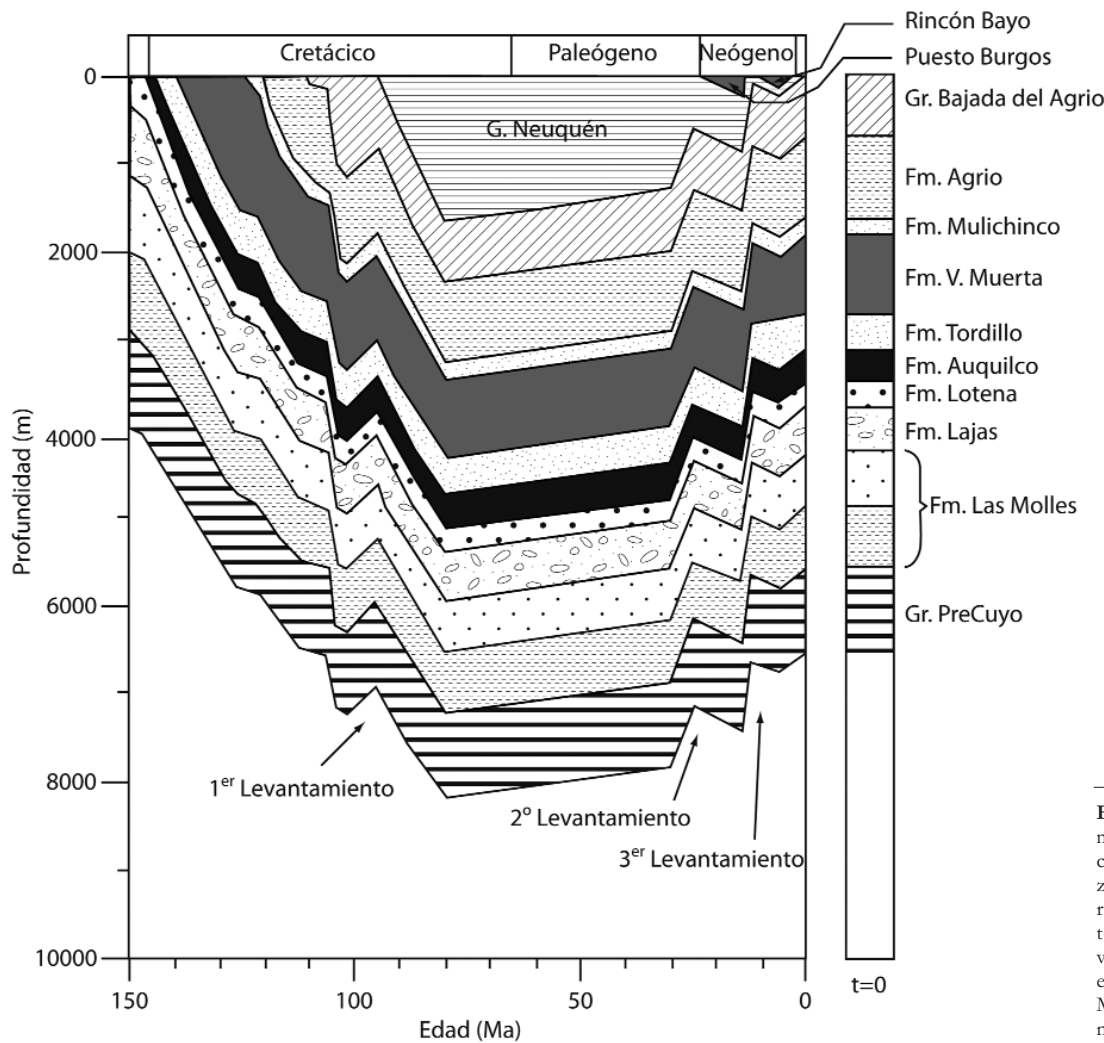


Figura 10: Gráfico de soterramiento obtenido a partir de la calibración de los datos de trazas de fisión de apatitas, madurez de roca madre e historia tectónica. En el se pueden observar un primer levantamiento en el Cretácico y dos eventos en el Mioceno, con sus depósitos sinorogénicos asociados.

faja plegada del Agrio. En base al acortamiento observado en las cuñas de basamento y las secciones estructurales, distintos autores han estimado que el acortamiento generado durante este período habría deformado a su vez la zona externa de la faja plegada mediante deformación epidérmica (Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce 2007).

Otras evidencias que demuestran la existencia de un evento pre-paleoceno, provienen del estudio de las rocas ígneas del Grupo Naunaucó. Estas rocas, con edades de $65,50 \pm 0,46$ Ma y $72,83 \pm 0,83$ Ma (Zamora Valcarce *et al.* 2006) y relaciones de corte claramente discordantes sobre la secuencia sedimentaria, marcan una edad mínima cretácica tardía para el evento de deformación. Estas son correlacionables con la edad de $71,5 \pm 5$ Ma

obtenida por Llambías *et al.* (1978) en la Formación Pelán y que corta unidades cretácicas deformadas. Asimismo, Kay *et al.* (2006) reportaron una edad de enfriamiento en biotita de $69 \pm 0,13$ Ma de un leucogranito que intruye al Grupo Choyoi. Los depósitos del Grupo Neuquén, discordantes sobre el Grupo Bajada del Agrio (Rayoso), serían la respuesta sinorogénica a este evento. Este evento pre-paleoceno se encuentra corroborado por los estudios más recientes sobre las edades de trazas de fisión sobre circones (Corbella *et al.* 2004), el estudio de los circones detríticos (Tunik *et al.* 2008) y los datos de trazas de fisión de apatitas que marcan la existencia de un primer evento de enfriamiento/levantamiento entre los 70 y 50 Ma.

Zamora Valcarce *et al.* (2007), pudieron

demostrar en base a estudios paleomagnéticos sobre los filones capa, de edad eocena, del área de Collipilli, que estos se habrían intruido en una secuencia deformada previamente unos 25°, la cual se habría basculado posteriormente.

Todas estas evidencias permiten constreñir los movimientos intercretácicos como producidos en uno o varios pulsos entre los 100 y los 73 Ma, época a partir de la cual se instauró el arco volcánico en el área.

Desde el punto de vista tectónico, esta época se correlacionaría con una suave somerización de la placa de Nazca (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006), que hizo migrar el arco volcánico hasta la región de Collipilli. Así la deformación habría comenzado en la parte interna de la faja del Agrio en el Cretácico Medio-

superior y habría migrado hacia el antepaís hasta llegar a afectar el actual dorso de los Chihuidos en el Cretácico Superior-Paleoceno Inferior.

Mioceno Medio-Superior

La deformación en el Mioceno superior en la faja plegada del Agrio, se encuentra bien documentada por depósitos sinorogénicos (Formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo y Conglomerado Tralalhué). Este evento, provocó la reactivación de toda la faja plegada, tanto en la parte interna como externa, mediante una deformación principalmente de piel gruesa. Así se produjo el relieve actual mediante el levantamiento de las principales estructuras, en algunos casos cortando secuencia arriba y descabezando estructuras previas como se ha podido observar claramente en la zona triangular de Pichi Mula (Fig. 8).

El Conglomerado Tralalhué, ubicado en el flanco dorsal del cordón del Salado con un espesor de unos 400 m, presenta inclinaciones que alcanzan los 70° en su borde occidental, indicando una fuerte reactivación de la zona más interna de la faja plegada del Agrio. El flanco oriental de esta cuenca que presenta inclinaciones del orden de los 15°, marca la reactivación de la falla que levantó el cordón del Salado, provocando un ligero basculamiento de su flanco occidental.

Los depósitos de las Formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo, ubicados en la parte más externa de la faja plegada del Agrio y discordantes entre sí, marcan la existencia de al menos dos pulsos de deformación para el Mioceno. Estos, se correlacionan muy bien con los dos eventos observados en la nueva información de trazas de fisión de apatitas del dorso de los Chihuidos, que marcan un levantamiento/enfriamiento a los 11 y otro a los 6 Ma.

Desde el punto de vista tectónico, esta época se correlacionaría nuevamente con una nueva somerización de la placa de Nazca (Ramos y Kay, 2006). A diferencia del Cretácico Superior, la deformación en esta época habría sido generalizada en

toda el área ya que tanto los depósitos sinorogénicos de la zona interna, como los de la zona externa, así como los datos de traza de fisión en apatita muestran edades similares. Esta habría estado controlada por la reactivación de fallas previas que contrajeron las estructuras y condujeron al levantamiento de nuevos bloques de basamento.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a Repsol YPF por permitir la publicación de la información presentada. Así mismo desean agradecer a Martín Cervera la primera lectura crítica y a Gustavo Vergani y Alfonso Mosquera por sus correcciones y opiniones para mejorar el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bettini, F.H. 1982. Complejos efusivos terciarios presentes en las Hojas 30c y 32b (Puntilla de Huincan y Chos Malal, del sur de Mendoza y norte de Neuquén), Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 2: 79-114.

Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S. y Leanza, H.A. 2004. First fission track-age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous) Neuquén Basin, Argentina. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales (N.S.)* 6: 1-6.

Crustallini, E.O., Martínez J.M., Sanchez, E., Periale Gómez, S. y Loncarich, A. 2005. Evaluación estructural del bloque Bandurria (Provincia del Neuquén, Argentina). YPF, (inédito), 73 p., Buenos Aires.

Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings Royal Society of London A(217)*: 295-306.

Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23 (226): 1-39.

Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En Kay, S.M. y Ramos, V.A.

(eds.) *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.

Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62: 699-718.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 2001. Hoja Geológica Zapala, Hoja 3969-I, 1:250.000, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275, 128 p., Buenos Aires.

Llambías, E.J., Danderfer, J.C., Palacios, M. y Brogioni, N. 1978. Las rocas ígneas cenozoicas del Volcan Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 569-584.

Llambías, E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33: 257-276.

Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1987. Las vulcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. 10° Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas 4: 249-251.

Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 224-236.

Mareto, H. y Pángaro, F. 2005. Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: Actividad tectónica durante la depositación de la Fm. Quintuco. 6° Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas digitales.

Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*, Geological Society of America Special Paper 407: 97-123.

Mpodozis, C., y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile y Argentina. En Erickson, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemud, J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circum-Pacific*

- Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90.
- Ponce, J.J., Zavala, C., Marteau, V. y Drittanti, D. 2002. Análisis Estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1: 716-721.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En Yrigoyen M. R. (ed.) Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Relatorio: 99-118.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Boletín del Servicio Geológico Nacional 182 (escala 1:200.000), 103 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 2: 105-110.
- Ramos, V.A. y Barbieri, M. 1989. El volcanismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43: 210-223.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics, Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London.
- Ramos, V.A. y Kay, S. M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En Kay, S.M. y Ramos, V.A., (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat), Geological Society of America, Special Paper 407: 1-17.
- Rapalini A.E. y Spagnuolo, C.M. 2005. Estudio paleomagnético de filones y diques cretácicos y paleógenos de la región del Agrio, provincia del Neuquén. Repsol-YPF, (inédito), Buenos Aires.
- Repol, D., Leanza, H. A., Suruoga, P. y Hugo, C. A. 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 200-205.
- Rovere, E.I. y Rossello, E. 2001. Evolución geológica durante el Mioceno en la región del Cerro Columpios, 37°S. Andes neuquinos, Argentina. 11° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas digitales, Montevideo.
- Somoza, R. 2005. Polo paleomagnético eceno de América del Sur: movimiento hacia el norte en el Cenozoico, apertura del pasaje de Drake y convergencia en el Caribe. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 5: 407-410.
- Tunik, M., Pons, J., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2008. Procedencia de los depósitos sinorogénicos del Grupo Neuquén (cuenca neuquina del sur de Mendoza y Neuquén). 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1310-1311, Jujuy.
- Uliana, M. A. 1975. Análisis estratigráfico de las formaciones Huitrín y Rayoso. YPF, (inédito), Buenos Aires.
- Vergani, G.D., Tankard, A. J., Belotti, H.J. y Welsink H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suarez S.R. y Welsink, H.J. (eds.) Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Zapata, T.R., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, año 16(60): 112-121.
- Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F., y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas digitales.
- Zapata, T.R., y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics, Geological Society, Special Publications 252: 37-56, London.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat), Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.
- Zamora Valcarce, G., Rapalini, A.E. y Spagnuolo C.M. 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, Faja plegada del Agrio, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62(2): 299-307.
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 304 p., Buenos Aires.

Recibido: 24 de marzo, 2009

Aceptado: 14 de septiembre, 2009