

## LA ESTRUCTURA DE LA DORSAL DE HUINCUL

Alfonso Mosquera<sup>1</sup>, José Silvestro<sup>2</sup>, Víctor A. Ramos<sup>3</sup>, Martín Alarcón<sup>1</sup> y Martín Zubiri<sup>4</sup>

1. Tecpetrol SA Alfonso.Mosquera@tecpetrol.com; Martin.Alarcon@tecpetrol.com; 2 YPF jsilvestrod@ypf.com; 3. Laboratorio de Tectónica Andina del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (UBA-CONICET) andes@gl.fcen.uba.ar; 4 Saudi Aramco, martin.zubiri@aramco.com

### RESUMEN

La dorsal de Huincul conforma un cinturón de deformación de intraplaca ortogonal al margen convergente pacífico, desarrollado a lo largo de la sutura entre la micropalca de Patagonia y el Gondwana Occidental. Posee una historia de deformación mesozoica mayormente compresiva y casi continua, de 84 ma de duración y dos reactivaciones terciarias. Su evolución tectónica estuvo controlada por tres factores principales, un basamento altamente anisótropo, la rotación del campo de esfuerzos y la dinámica del margen convergente. La sutura del terreno de Patagonia constituyó una anistoropía de primer orden que determinó la ubicación y orientación de la dorsal, en tanto que las estructuras compresivas pérmicas gondwánides y los depocentros extensionales jurásico inferior conformaron zonas de debilidad reactivadas durante el Mesozoico y el Neógeno. La orientación del campo de esfuerzos, fuertemente controlada por la dinámica del margen convergente, dió lugar a tres estadios de deformación principales. El primer evento (Toarciano-Valanginiano), con un ó1de orientación NO, constituyó el principal evento de deformación, el cual fue disminuyendo hasta el Albiano, con una incipiente rotación hacia el oeste del vector ó1, la que prevaleció hasta después del Cenomaniano. La deformación final tuvo lugar en el Mioceno tardío con una orientación este-oeste del esfuerzo principal y una extensión pliocena. La rotación de los esfuerzos a través del tiempo fueron correlacionados con los cambios en la cinemática de placas resultantes en las diferentes orientaciones del vector de convergencia entre las placas oceánicas pacíficas de Aluk, Farallón y Nazca y las placas continentales de Gondwana y Sudamérica.

**Palabras clave:** Dorsal de Huincul, convergencia oblicua, cinturón de deformación de intraplaca

### ABSTRACT

*The structure of the Huincul high.* The Huincul high constitutes an intraplate deformation belt, perpendicular to the Pacific convergent margin, and it was developed along the Permian suture of the Patagonia terrane with Western Gondwana. Its deformation history is characterized by a 84my-long, mostly compressive, Mesozoic deformation event and two Neogene reactivations. The tectonic evolution of the Huincul high was controlled by three main elements; a highly anisotropic basement, the rotation of the stress field, and the dynamics of the convergent margin. The Patagonia terrane suture controlled the location and orientation of the Huincul high, while Permian age Gondwanide thrusts and early Jurassic extensional depocenters became weak lineaments that were reactivated during the Mesozoic and Tertiary. A NW  $\sigma_1$  oriented stress field (Toarcian-Valanginian), characterized the main deformation event of the Huincul high. The stress rotated to the northwest up to Valanginian times, when a more orthogonal orientation to the continental margin was dominant, and prevailed after the Cenomanian. Final deformation took place in the Miocene time with a west-east orientation of the principal stress, followed by Pliocene extension. The changes in the stress field orientation through time were correlated with oceanic plate kinematic changes resulting in different orientation of the convergence vectors between the Aluk, Farallon, and Nazca oceanic plates and the Gondwana or South American continental plates.

**Key words:** Huincul high, oblique convergence, intraplate deformation belt

### INTRODUCCIÓN

La dorsal de Huincul constituye un ejemplo único a nivel mundial de un cinturón de deformación de intraplaca asociado a un margen convergente siguiendo los criterios de Storti *et al.* (2003). Conformando un lineamiento estructural de 300 km de longitud desarrollado a los 39°S con una orientación E-O, transversal al orógeno andino (Fig. 1) y cuya actividad tectónica durante el Jurásico, Cretácico y en menor medida el Terciario, controló la sedimentación del margen sur de la Cuenca Neuquina, desarrollando múltiples series de estratos de sincrecimiento y discordancias (Silvestro & Zubiri 2008).

La dorsal neuquina se ubica en el sector central de un lineamiento de escala regional de 800 km (Fig. 2) de longitud que se extiende desde la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal en Chile (Chotin 1976, Chotin & Giret, 1978) hasta la localidad de Choel Choel en la provincia de Río Negro (Kostadinoff *et al.* 2005), delineando el límite

norte del terreno de Patagonia (Chernicoff & Zapettini, 2003; Mosquera & Ramos 2006 y Ramos 2008). La evolución tectónica de la dorsal de Huincul estuvo regida por dos factores principales, las anisotropías del basamento y la dinámica del margen convergente pacífico. La primera controló fuertemente la orientación y estilos estructurales de la deformación de intraplaca, en tanto que las variaciones en la dinámica del margen convergente definieron la duración de los tres ciclos de deformación de la dorsal neuquina (Mosquera & Ramos 2006). La deformación de este cinturón de intraplaca, tuvo su climax a partir del Jurásico Inferior (Toarciano) hasta el Cretácico Inferior (Valanginiano) cuando alcanza su máxima expansión. Durante un extenso período de *rollback* positivo y con un vector de convergencia oblicua desde el NO entre la paleoplaca pacífica de Aluk y la placa Sudamericana se produjo la reactivación de una serie de corrimientos de edad pérmica inferior y de depocentros extensionales del Triásico superior – Jurásico inferior (Mosquera & Ramos 2006). Este proceso de de-

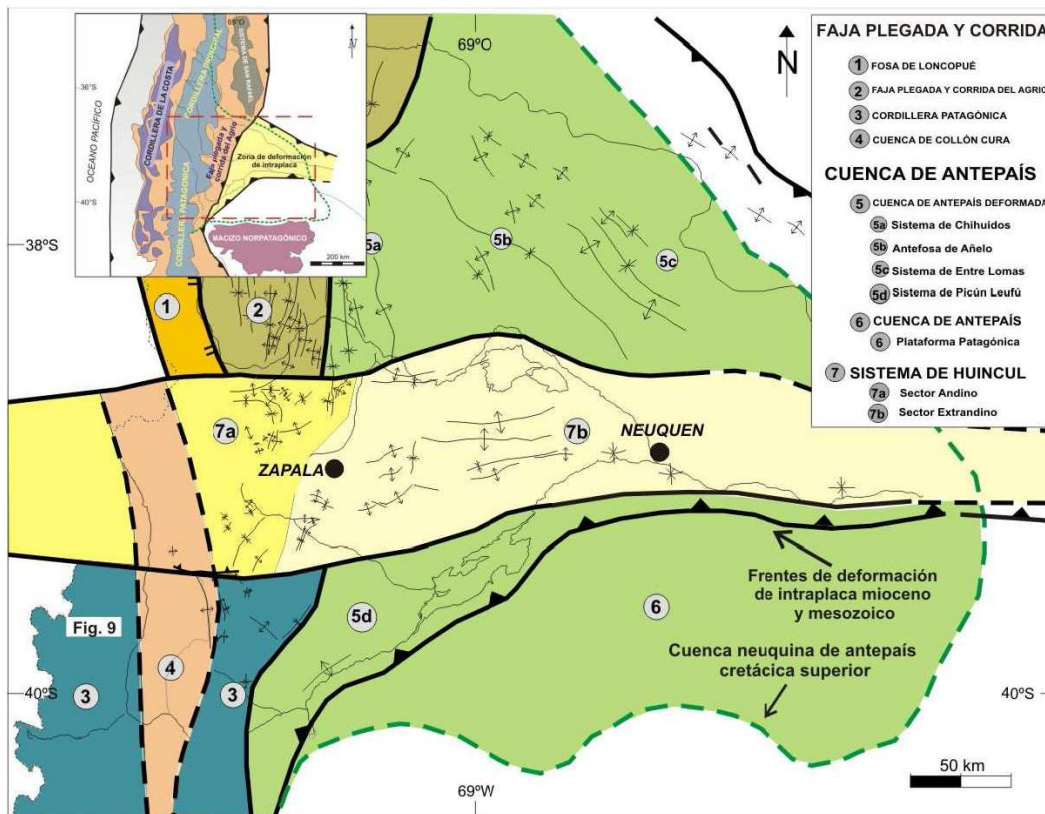


Figura 1: Mapa de ubicación de la dorsal de Huincul dentro de las unidades morfoestructurales de la Cuenca Neuquina (según Mosquera 2008). Durante el resto del Cretácico Inferior (Valanginiano-Albiano) se produjo una retracción de los frentes de deformación de intraplaca a lo largo de la dorsal de Huincul, concentrándose en el sector axial y occidental. La misma se asoció a una disminución de la intensidad del campo de esfuerzos y una menor oblicuidad, producto de una incipiente rotación antihoraria del vector de convergencia (Mosquera & Ramos 2005, 2006), denominándose este estadio Aluk Tardío.

formación se concentró a lo largo de una zona de debilidad cortical de primer orden correspondiente a la sutura entre los terrenos de Patagonia y el Gondwana Occidental. La misma separó dos bloques de características reológicas muy diferentes: el sector sur constituido por el macizo norpatagónico, el cual actuó como un contrafuerte que propagó la deformación hacia la parte externa del sistema; reactivando los lineamientos de una corteza más anisótropa y atenuada ubicada al norte de la sutura (Silvestro & Zubiri 2008). La convergencia oblicua, generada a partir de un campo de esfuerzos NO-SE dio lugar al desarrollo de diferentes dominios de deformación caracterizados por compresión pura, inversión por convergencia oblicua, transpresión y transcurrencia (Silvestro & Zubiri 2008). Este extenso período de continua deformación y ha sido denominado Aluk Temprano o inicial (Mosquera & Ramos 2006).

El segundo evento de deformación o estadio Farallón, se produjo en el Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano), asociada a una rotación antihoraria del campo de esfuerzos al Oeste-Este. El mismo generó una leve deformación en el sector axial y en el sector occidental del sistema de Huincul.

El estadio Nazca correspondió a la deformación terciaria, que estuvo marcada por dos eventos de deformación puntuales. El principal tuvo lugar en el Mioceno, asociado al desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrío (Zamora Balcarce *et al.* 2006), cuando se produjo la exhumación del sector occidental de la dorsal y una reactiva-

ción de las estructuras del sector axial central (Groeber 1929; Herrero Ducloux 1946; Vergani *et al.* 1995; Mosquera 2008). El segundo evento de edad pliocena, dio lugar al colapso extensional de las estructuras del sector axial (Mosquera & Ramos 2006).

## ANTECEDENTES

Por su geología singular, la estructura de la dorsal fue un tema recurrente de estudios geológicos, desde los albores del conocimiento de la geología del Neuquén (Burckhardt 1900) hasta la actualidad. Los pioneros trabajos de la dorsal (Windhausen 1914; Keidel 1925; Groeber 1929; Suero 1942 y Herrero Dulcoux 1946) definieron los que serían los tres grandes tópicos de los estudios estructurales de la dorsal: **la edad, duración y distribución areal de los distintos eventos de deformación mesozoicos y terciarios; el control de las anisotropías del basamento paleozoico – preliásico y la mecánica de la deformación.** Los mismos fueron sucesivamente abordados a lo largo de 110 años de estudios geológicos de la dorsal y continúan siendo, hoy en día, temas vigentes de debate entre los especialistas.

**La edad y duración de los eventos de deformación de intraplaca mesozoicos** fueron inicialmente acotados por observaciones de campo en el sector andino de la dorsal y mediante el análisis de discordancias angulares se establecieron dos grandes eventos de deformación (Windhausen 1914; Keidel 1925; Groeber 1929; Suero 1942; He-

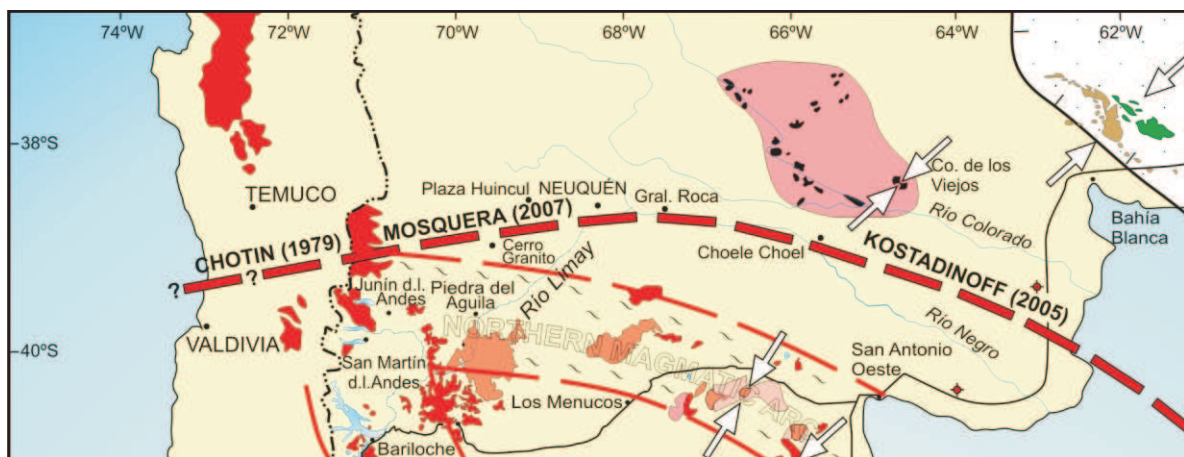


Figura 2: Ubicación de la dorsal de Huincul en el sector central y occidental de sutura del terreno de Patagonia (modificado de Ramos 2008).

rro Dulcoux 1946; etc.), la discordancia Intramámica (154 Ma) del Jurásico Superior (Leanza 2009) y la Intercenomaniana (99 Ma) del Cretácico Superior. Con la propuesta de Baldwin (1942) el inicio de la deformación de intraplaca mesozoica de la dorsal se asignó a la discordancia Intracalloviana (163 Ma) del Jurásico medio (Leanza 2009), criterio parcialmente seguido por otros autores (Ploskiewicz *et al.* 1984 y Vergani *et al.* 1995). Recién durante la década del noventa, una prolífica serie de trabajos basados en volúmenes sísmicos 3D, permitió reasignar el inicio de la deformación al Jurásico Inferior, (Toarciano, 183 Ma.), quedando la duración de la deformación acotada a un extenso período de 84 ma.

**La deformación terciaria** se asoció a dos eventos puntuales de deformación, uno compresivo de edad miocena relacionado al levantamiento de la Cordillera de los Andes (Groeber 1929; Herrero Ducloux 1946; Digregorio & Uliana 1972; Vergani *et al.* 1995 y Mosquera 2008) y uno extensional de edad pliocena (Folguera *et al.* 2007 y Mosquera 2008).

**La evolución areal** de deformación de la dorsal de Huincul siguió una evolución similar, definiéndose en los primeros estudios una extensión N-S de 90 km y de hasta 200 km de largo desde la sierra de la Vaca Muerta hasta la localidad de Senillosa (Keidel 1925; Groeber 1929; Herrero Ducloux 1946 y De Ferraris 1947). Los trabajos de Orchueta *et al.* 1981 y Ploszkiewicz *et al.* 1984, permitieron ampliar las dimensiones de la dorsal al definir el segmento rionegrino mediante el uso de sísmica 2D. Los trabajos de Chotin (1976) y Chotin & Giret (1978), que demostraron la extensión de la dorsal en el ámbito de la Cordillera de los Andes y Kostadinoff *et al.* (2005), que esbozaron la continuidad extra-neuquina del lineamiento de la dorsal hasta la localidad de Choele Choel, permitieron definir los segmentos más externos.

El rol de las **anisotropías del sustrato de la Cuenca Neuquina** en el desarrollo de la dorsal llevó tempranamente a Windhausen (1914), Keidel (1925); Groeber (1929) y Herrero Ducloux (1946) a plantear la existencia de líneas de inestabilidad tectónica paleozoica en el basamento y una sutura entre los macizos Brasiliano y Norpatagónico, que habrían controlado la orientación y deformación mesozoica de la dorsal neuquina. Con la propuesta de Herrero Ducloux (1946) que asoció el origen de las anisotropías paleozoicas al desplazamiento en dirección norte del

macizo Norpatagónico al colisionar con el Brasiliano, estas ideas alcanzaron un elevado grado de refinamiento a la luz de los modelos actuales. Con las propuestas de Mombrú & Uliana (1978) y Gulisano *et al.* (1984) que definieron la existencia de depocentros extensionales de edad triásica superior a liásica en el sustrato de la cuenca, se incorporó una nueva anisotropía al sustrato de la cuenca. Por su excelente definición en la sísmica 3D y con la propuesta Eisner (1991) de inversión tectónica para la dorsal de Huincul, los depocentros extensionales se transformaron en la anisotropía casi exclusiva del basamento, soslayando el rol de las anisotropías paleozoicas. La integración de las propuestas de Pángaro *et al.* (2006), Silvestro & Zubiri (2008) y Mosquera (2008) permitió desarrollar un modelo más equilibrado sobre el control de ambas anisotropías, en la deformación de la dorsal de Huincul.

Los **mecanismos de deformación de la dorsal** fueron evolucionando en función de la información disponible, tecnología y modelos estructurales. Los primeros modelos, desarrollados en el sector occidental correspondían a fallas inversas de bajo ángulo o sobreescurrecimientos según denominación de Groeber (1929) y Suero (1942), siendo reemplazados por el modelo de fallas directas o pilares tectónicos de De Ferraris (1947), el cual tuvo su vigencia hasta 1970. Los modelos de tectónica transcurrente de Harding (1973, 1974), Orchueta *et al.* (1981), Orchueta & Ploszkiewicz (1981) y Ploszkiewicz *et al.* (1984) y de inversión tectónica de Eisner (1991) y Vergani *et al.* (1995), marcaron la evolución estructural de la dorsal neuquina de fines del siglo XX. Todas estas propuestas intentaron aplicarse como un único modelo para la compleja estructura de la dorsal pero fueron válidos únicamente para explicar aspectos parciales. La propuesta de convergencia oblicua de Silvestro & Zubiri (2008) se convirtió en el modelo más moderno de la estructura de la dorsal, siendo una de sus mayores fortalezas la capacidad de integrar en un único modelo la variedad de estructuras que caracterizan los distintos segmentos de la dorsal neuquina.

Los **modelos tectónicos** para explicar la estructura de la dorsal fueron evolucionando según el avance del conocimiento tectónico. Las primeras propuestas se asociaban a una reactivación mesozoica del empuje del macizo Norpatagónico hacia el norte (Herrero Ducloux 1946). Las mismas fueron evolucionando con el desarrollo de la tectónica de placas, a partir de la cual, Ramos

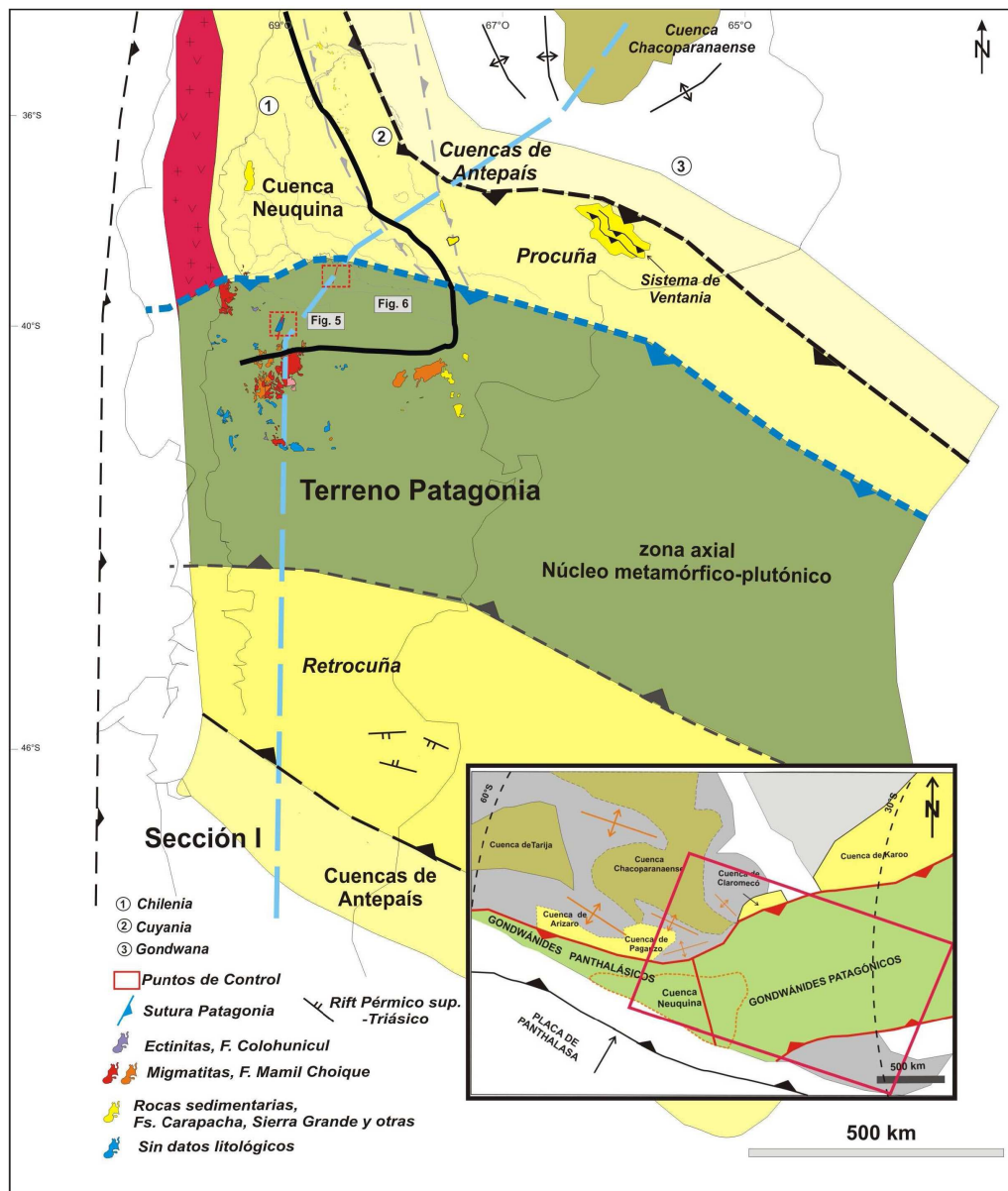


Figura 3: Mapa esquemático del sector central y sur de la faja plegada y corrida de los Gondwánides sudamericanos, incluyendo la porción neuquina del segmento panthalásico y el segmento patagónico.

(1978) asoció los episodios de deformación de la dorsal a momentos de máxima apertura del Atlántico. Este modelo fue retomado por Vergani *et al.* (1995), introduciendo el concepto de rotación de campo de esfuerzos extensivo para explicar la historia de deformación mesozoica de la dorsal. Las propuestas de Mosquera & Ramos (2005, 2006) marcaron un cambio en los mecanismos tectónicos, al relacionar la evolución tectónica de la dorsal a la dinámica mesozoica y terciaria del margen convergente pacífico.

## El control de basamento

### a) Anisotropías paleozoicas

La integración de la dispersa información de superficie, antecedentes e información sísmica y de pozos permitió proponer un primer modelo integrado para la deformación gondwánide en el subsuelo de la Cuenca Neu-

quina (Mosquera 2008; Mosquera & Ramos 2009, 2011) (Figs. 3 y 4). El basamento de la cuenca se habría desarrollado en dos sectores bien diferenciados del segmento colisional de la faja plegada y corrida de los Gondwánides: el núcleo axial metamórfico y plutónico (macizo Norpatagónico) y en el sector de procuña (sierras de Lihué Calel, Gould y Carapacha) (Mosquera & Ramos 2009, 2011) (Figs. 3 y 4). De acuerdo con este modelo, la zona axial de la dorsal de Huincul y la subcuenca de Picún Leufú se habrían desarrollado sobre la zona axial, en el *upper plate* de la colisión (terreno de Patagonia); en tanto que la parte externa de la dorsal se habría desarrollado en el sector de procuña de la faja plegada gondwánide (Mosquera & Ramos 2009, 2011).

La información sísmica ha permitido reconocer estructuras de edad Pérmica inferior en el basamento de la Cuenca Neuquina, tales como el anticlinal de Piedra del Águila en el sector occidental de la dorsal (Fig. 5), en el

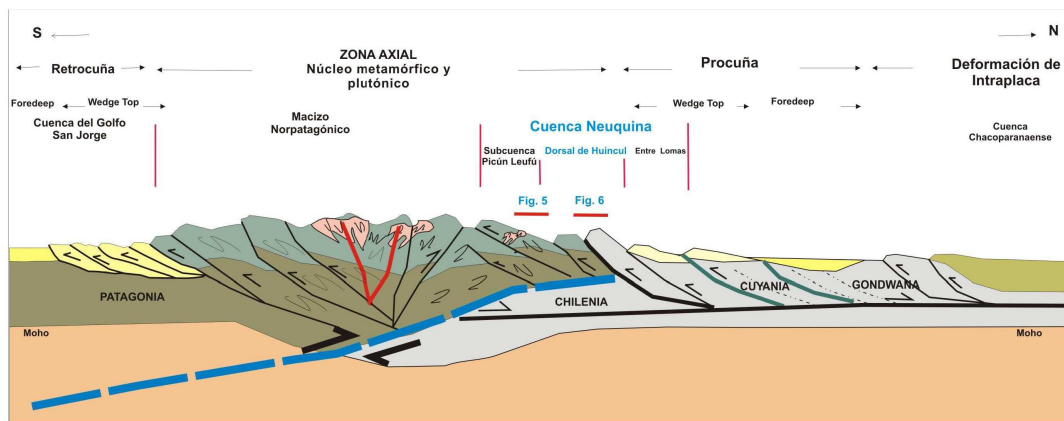


Figura 4: Sección estructural conceptual a lo largo del sector occidental del segmento patagónico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides, mostrando los distintos sectores de la misma y la zona de deformación de intraplaca. Obsérvese los límites o suturas de los terrenos de Patagonia, Chilenia y Cuyania y la ubicación relativa de la Cuenca Neuquina y la dorsal de Huincul dentro de los segmentos axiales y de procuña de la faja plegada y corrida de los Gondwánides (Mosquera 2008). Ubicación en la Fig. 3.

ámbito de la subcuenca de Picún Leufú y en los corrimientos de las Chivas y Sierra Barrosa en el sector central (Mosquera 2008) (Fig. 6).

El anticlinal de Piedra del Águila constituye un ejemplo único para el análisis de la deformación gondwánide en el subsuelo de la Cuenca Neuquina, por no haber sido afectado por los fenómenos extensionales del Triásico Superior - Jurásico Inferior. Corresponde a un anticlinal elongado de rumbo N-NE con un cierre vertical de 2.500 m, un desarrollo transversal de al menos 10 km y longitudinal para su porción septentrional de 20 km (Fig. 6). Las unidades involucradas corresponden a las Fms. Mamil Choique o Colohuincul, habiéndolo sido datadas por Varela *et al.* (2005) en los afloramientos próximos al río Limay. Las edades obtenidas a partir de análisis U-Pb en circones de rocas metaígneas se ubican en torno a 280 Ma (Pérmico inferior) y las edades K-Ar. de enfriamiento en micas resultaron próximas a los 260-250 Ma., confirmando la edad gondwánide de la estructura.

Los corrimientos de Las Chivas y Sierra Barrosa fueron definidos a partir de la identificación en transectas sísmicas 2D de una discordancia angular entre las secuencias de *prerift* y los depósitos de *synrift* correspondientes al Grupo pre-Cuyo.

Las secuencias de *prerift* corresponden a un espeso conjunto de reflectores sísmicos asociados a una secuencia sedimentaria o metamórfica de bajo grado de al menos 3000 m de espesor (Fms. Colohuincul y/o Carapacha). La restitución al estado pre-extensional muestra que las secuencias de *prerift* estaban estructuradas con un rumbo aproximado O-E y una dirección de inclinación norte, con una actitud estructural paralela a un plano de falla de bajo ángulo. De acuerdo a las interpretaciones de Mosquera (2008) correspondería a un corrimiento gondwánide invertido extensionalmente durante la etapa de *rift* de la Cuenca Neuquina.

El rumbo noreste del anticlinal de Piedra del Águila y oeste de los corrimientos de Las Chivas y Sierra Barrosa, son coincidentes con las orientaciones de las estructuras mesozoicas de los sectores de la dorsal en los que se ubican (occidental y central), sugiriendo un fuerte control de las estructuras compresivas paleozoicas en la deformación mesozoica de la dorsal de Huincul.

### b) Anisotropías extensionales del Triásico Superior- Jurásico Inferior

El margen occidental del Gondwana estuvo sometido a un prolongado régimen extensional de 90 millones de años de duración que se extendió desde el Pérmico Medio hasta el Jurásico Inferior. El mismo correspondió a un período de transición entre dos procesos tectónicos de primer orden correspondientes al desarrollo de los Gondwánides durante el Pérmico Inferior y la fragmentación del Gondwana durante el Jurásico y el Cretácico (Franzese & Spalletti 2001).

Durante el Jurásico Inferior, en un período de *roll-back* negativo, se desarrolló en el subsuelo de la Cuenca Neuquina, un denso mosaico de depocentros extensionales, con geometría de hemigraben (Fig. 7). Los mismos se generaron como producto de un campo extensional de orientación NE que dio lugar a hemigrábenes con dos direcciones predominantes, NO y O-E.

Este segundo grupo de hemigrábenes se asoció al colapso extensional de los corrimientos gondwánides, el cual habría controlado al menos parcialmente la extensión, sugiriendo un mecanismo tipo *basin and range* (Uliana *et al.* 1995; Vergani *et al.* 1995 y Mosquera 2008) para la etapa de *rift* de la Cuenca Neuquina, similar al identificado por Moreno Peral & Salvarredi (1984) para el macizo de San Rafael.

### Evolución mesozoica y terciaria

La evolución tectónica de la dorsal de Huincul, al igual que la del engolfamiento Neuquino, estuvo principalmente controlada por las variaciones en la dinámica del margen convergente pacífico durante el Mesozoico y el Terciario (Mosquera & Ramos 2006), las que definieron tres estadios de deformación de intraplaca que correlacionan con la evolución tectónica de la dorsal de Huincul.

**El primer estadio de deformación Aluk (Toarciario-Albiano)** ha sido dividido en dos etapas. La primera, **Aluk inicial** se extiende del Toarciario al Valanginiario. Durante la misma, la deformación de intraplaca del sistema de Huincul alcanzó su máxima distribución areal, cubriendo un área de 30.000 km<sup>2</sup> (300 km en dirección E-O y 100 km en dirección N-S) desde la cordillera de la Costa en Chile hasta el límite oriental del engolfamiento neuquino.

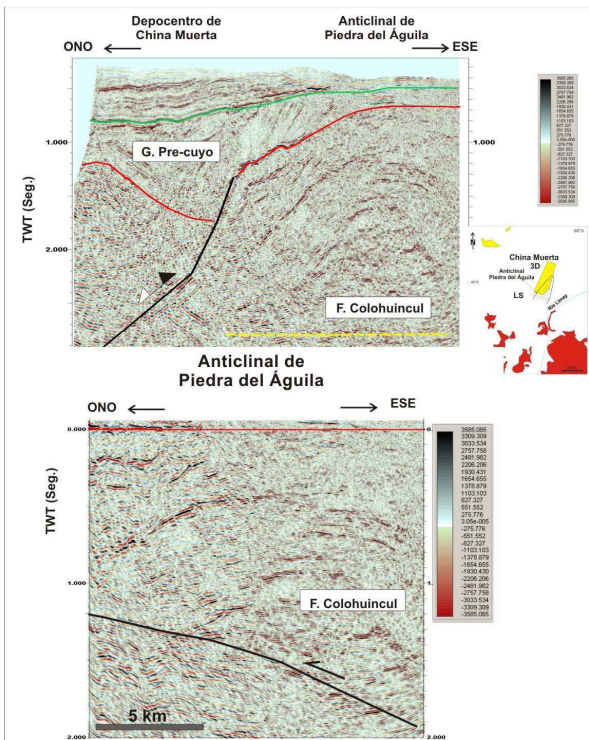


Figura 5: Línea sísmica 2D (LS1) transversal al depocentro de China Muerta, mostrando la presencia de la estructura anticlinal Piedra del Águila en el bloque yacente de la falla directa de China Muerta. El anticlinal Piedra del Águila involucra a rocas metamórficas de edad pérmica inferior correspondientes a las Fms. Mamil Choique y Colohuincul, aflorantes unos pocos kilómetros al sur de la línea sísmica. Sección horizontalizada al tope de la Fm. Colohuincul (Mosquera 2008).

La deformación estuvo caracterizada por un campo regional asociado a una dirección NO-NNO del vector de esfuerzos principal  $\sigma_1$  (Mosquera & Ramos 2006; Silvestro & Zubiri 2008). El desarrollo de las estructuras de la dorsal estuvo controlado por la convergencia oblicua de entre dos zonas de comportamiento mecánico diferente (Silvestro & Zubiri 2008). Un bloque rígido y fijo ubicado al SE, que actuó como contrafuerte, de geometría en planta

cóncava hacia el sur, correspondiente al límite norte del macizo norpatagónico (Bettini 1984), que se define como la zona axial del núcleo metamórfico y plutónico de la faja plagada y corrida colisional de los Gondwánides (Mosquera 2008); y una zona NO con una corteza altamente anisótropa, producto de múltiples eventos colisionales paleozoicos (Mosquera 2008), adelgazada por la extensión jurásica inferior y debilitada térmicamente (Silvestro & Zubiri 2008). El límite entre ambas unidades se interpretó como la traza de la sutura entre la microplaca de Patagonia y el Gondwana occidental durante el Pérmico Inferior.

La interacción entre ambos bloques dio lugar al desarrollo de estructuras compresivas y transcurrentes con un avance general de la deformación desde el sureste hacia el noreste (Silvestro & Zubiri 2008), reactivando en forma selectiva depocentros extensionales y corrimientos gondwánides.

La deformación de intraplaca de la dorsal de Huincul se dividió en cuatro segmentos con dominios estructurales de características bien diferenciadas. El sector occidental se caracterizó por el desarrollo de fallas inversas de rumbo NE (Figs. 8 y 9), oblicuas a los depocentros extensionales de orientación NO (Silvestro & Zubiri 2008), y que probablemente hayan reactivado estructuras gondwánides como lo sugiere la orientación NE del anticlinal de Piedra del Águila (Fig. 5). De este modo se infiere la posible indentación asociada a la colisión del terreno de Patagonia en el Pérmico Inferior que generó, en este sector de la dorsal, un dominio estructural de orientación NE, el cual resultó ortogonal al campo de esfuerzos mesozoico del estadio Aluk.

El sector central (Figs. 8 y 9), estuvo caracterizado por el desarrollo de estructuras mayormente compresivas producto de la inversión tectónica oblicua de hemigrábenes precuyano (Silvestro & Zubiri 2008), generados por el colapso extensional de los corrimientos gondwánides (Fig. 6) (Mosquera 2008). La orientación ONO de las estructuras se originaría en las estructuras del sector central de la indentación de la colisión del terreno de Patagonia (Mosquera 2008).

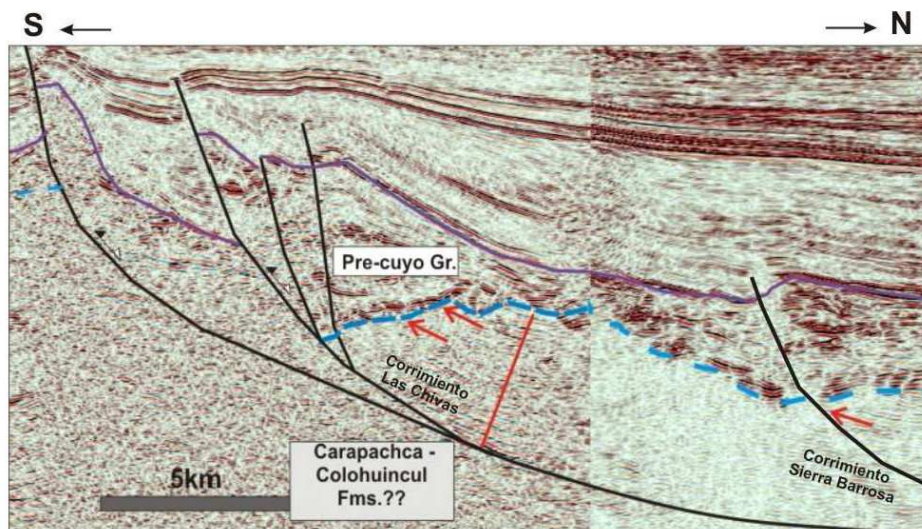


Figura 6: Línea sísmica 2D transversal a las estructuras de Las Chivas y Sierra Barrosa, mostrando la presencia de corrimientos gondwánides de vergencia sur invertidos extensionalmente, durante el Jurásico Inferior y compresivamente por convergencia oblicua durante el Jurásico y Cretácico Inferior (Mosquera 2008; Mosquera & Ramos 2011).

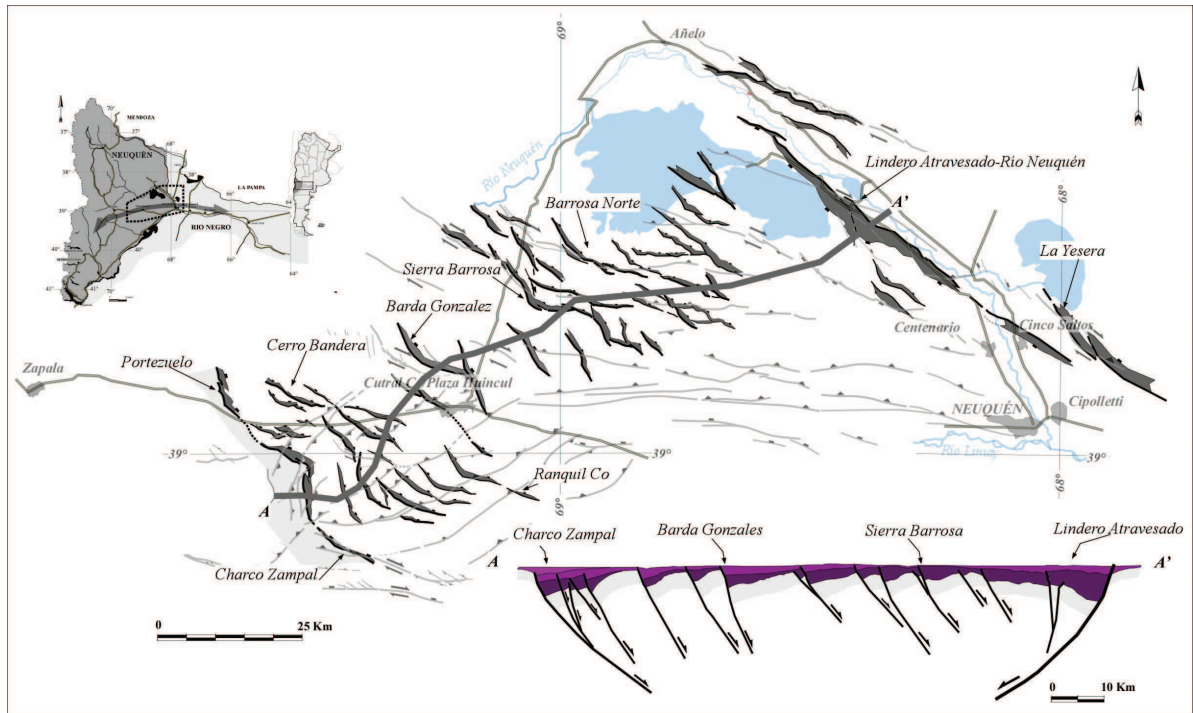


Figura 7: Mapa de estructuras extensionales del Triásico Superior-Jurásico Inferior, coetáneas con la deposición del Grupo pre-Cuyo según Silvestro & Zubiri (2008). Obsérvese la vergencia NE casi constante de los hemicrábenes y la existencia de segmentos de fallas directas de orientación O-E en el sector central de la dorsal. Los mismos son interpretados como generados por el colapso extensional de corrimientos gondwánides (Mosquera 2008).

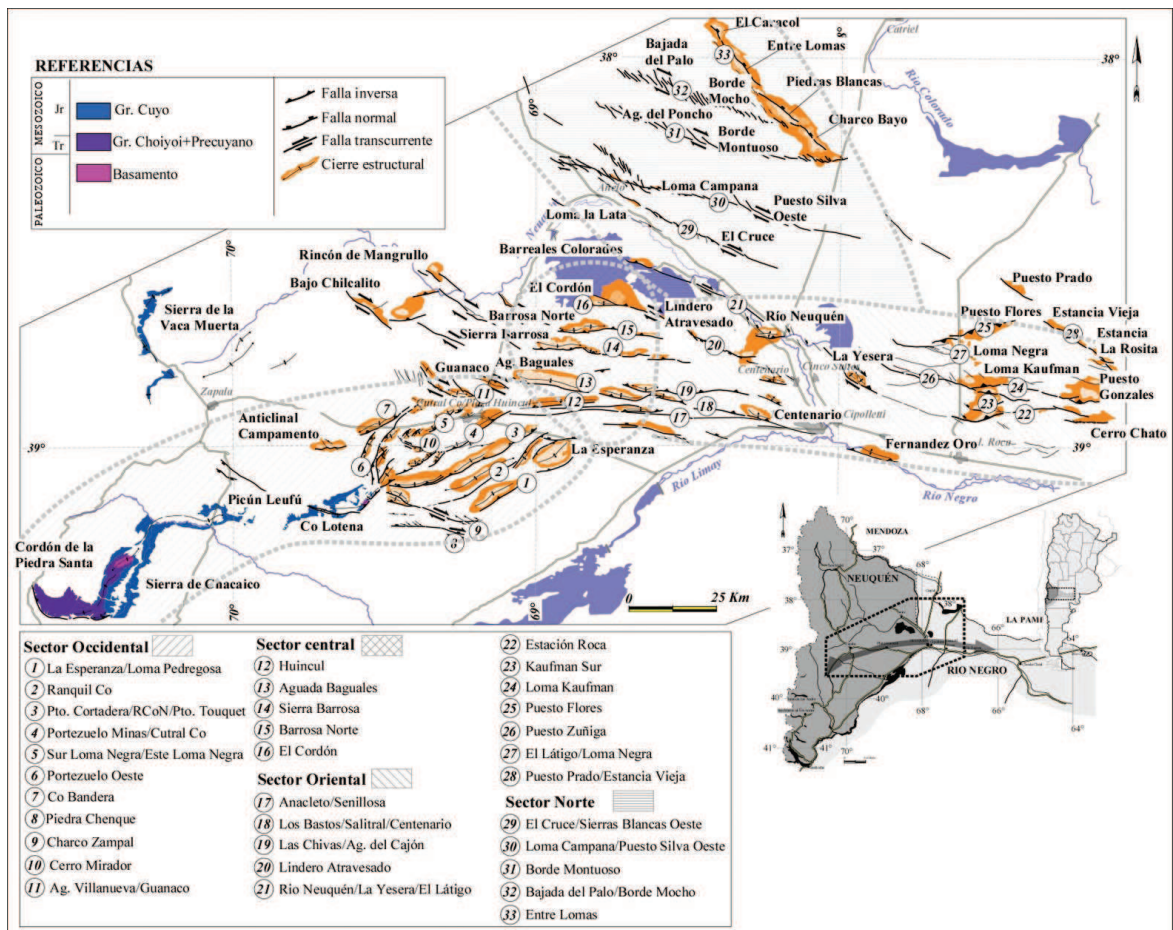


Figura 8: Lineamientos estructurales principales de subsuelo y afloramientos relacionados a la dorsal de Huincul. División de los diferentes dominios estructurales según Silvestro & Zubiri (2008)

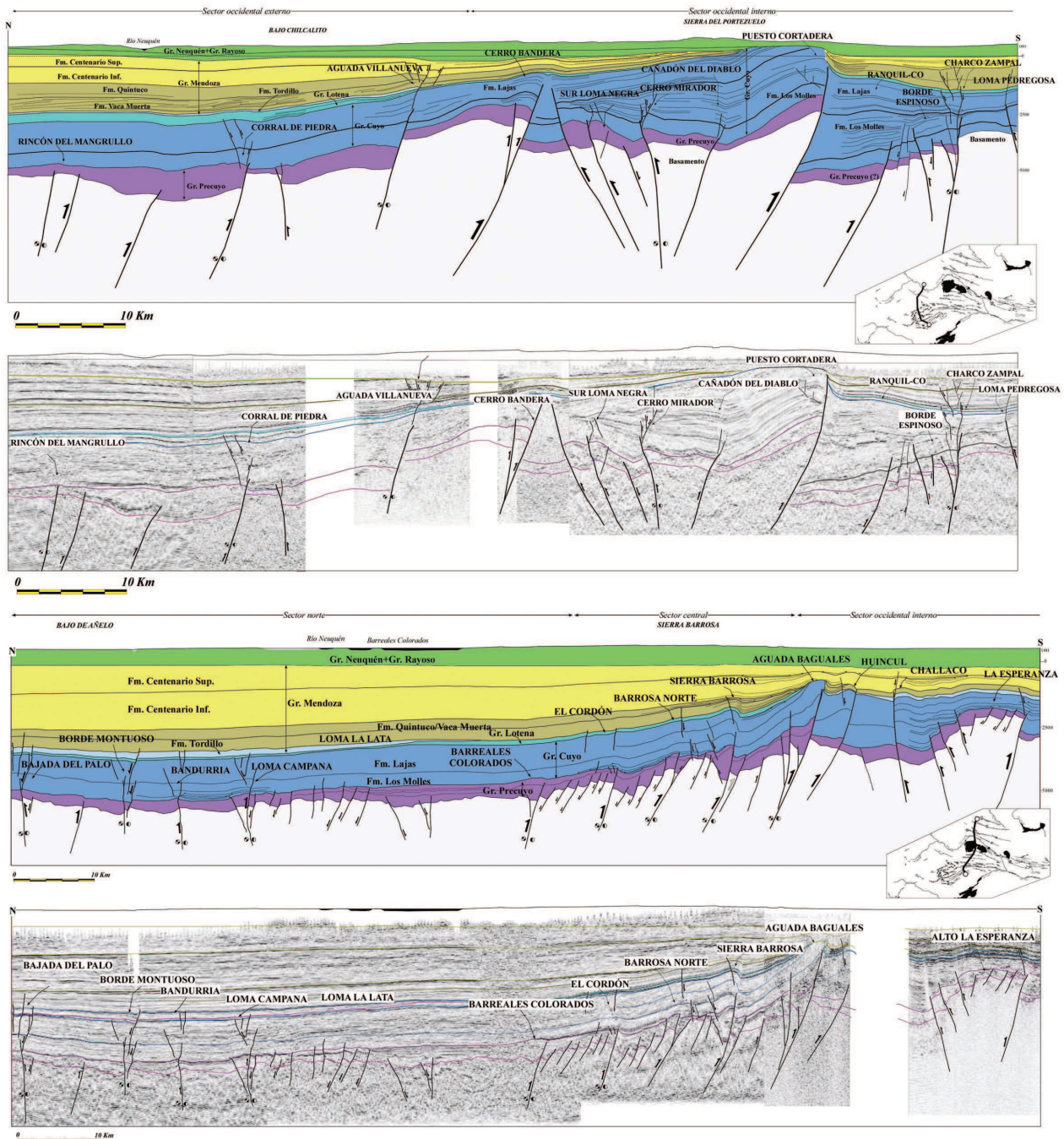


Figura 9: Secciones estructurales regionales basadas en información sísmica y con control de pozos profundos, mostrando un sector sur o axial con el desarrollo de estructuras compresivas con fuerte rechazo vertical y un parte norte o externa con estructuras transcurrentes, según Silvestro & Zubiri (2008).

En el sector oriental se desarrollaron estructuras transpresivas de orientación NO, en tanto que en el sector norte predominaron estructuras puramente transcurrentes (Silvestro & Zubiri 2008). La orientación de las estructuras generadas durante este estadio son paralelas a las estructuras gondwánides identificadas en el subsuelo de la dorsal de Huincul (Figs. 5 y 6), sugiriendo un paralelismo entre los dominios estructurales godwánides y mesozoicos de la dorsal de Huincul. Esto llevo a la elaboración de un modelo de indentación para la colisión pérmica del terreno de Patagonia (Figs. 11a y b) como se observa en la mayoría de los orógenos colisionales actuales (Fig. 11b). El mismo habría actuado como un bloque rígido móvil (Fig.

11) que deformó el basamento eopaleozoico de la Cuenca Neuquina (Fig. 3), caracterizado por un alto grado de anisotropía, producto de las colisiones eopaleozoicas de los terrenos de Cuyania (Ramos 2004) y Chilenia (Ramos et al. 1984).

De este modo el modelo de bloque rígido propuesto por Silvestro & Zubiri (2008), encontraría su origen en la acreción del terreno de Patagonia, siendo reactivado como un bloque fijo (contrafuerte) por la deformación de intraplaca mesozoica, bajo un campo de esfuerzos de orientación subparalela al del Pérmico.

La evolución temporal de la deformación durante este estadio presenta tres estadios de máxima deformación





correspondientes al Toarciense, Kimmeridgiense y Valanginiense (Fig. 10), propagándose desde la parte axial a la parte externa del sistema (Silvestro & Zubiri 2008).

La dinámica del margen convergente estaba dada por un vector de convergencia de orientación NO entre la placa oceánica de Aluk y la de Sudamérica (Figs. 12, 14 y 15), de acuerdo a las propuestas de reconstrucción de las placas oceánicas de Zonenshayn *et al.* (1984, 1987) y Jaillard *et al.* (1990). Este vector de convergencia se origina a los 180 Ma con el comienzo de la separación de las placas de Norteamérica y Sudamérica, originando la placa del Caribe. Como resultado de este fenómeno la placa de Aluk, tenía un vector de convergencia muy oblicuo respecto al margen continental de la Cuenca Neuquina, casi sin participación de la deformación en el antepaís.

Durante la **fase Aluk tardía (Valanginiense-Albiano)**, se produjo una importante reducción en el área de deformación del orden de los 10.000 km<sup>2</sup> (200 km en sentido E-O y 65 km en sentido N-S) como también en un descenso en la intensidad de la actividad tectónica, el cual continuó durante todo el Cretácico y el Terciario. Estuvo caracterizada por una reducción areal de la deformación de aproximadamente el 30%, asociada a la retracción hacia el sur y norte del frente de deformación de intraplaca jurásico. La retracción tuvo lugar a lo largo del extremo oriental del sistema de Huincul donde se redujo a un área de 10 km de ancho a lo largo de la falla de Huincul y estuvo acompañada por el colapso extensional en sector oriental del sistema de Huincul. La misma se asoció a una disminución de la intensidad del campo de esfuerzos y una menor oblicuidad, producto de una incipiente rotación antihoraria del vector de convergencia (Mosquera & Ramos 2005, 2006).

La integración de los puntos de control para el análisis de la deformación muestra que el vector principal del campo de esfuerzos  $\sigma_1$  continuaba en el cuadrante NO. En la parte central de la dorsal de Huincul se produjo un retroceso de 40 km del frente de deformación. La deformación se concentró en una zona de 40 km de ancho próxima al sector axial del sistema de Huincul. Los eventos sísmicos correspondientes a la Formación Agrio y al Grupo Rayoso de edad cretácica inferior, muestran una geometría tabular en la sección externa en tanto que en las zonas internas mantienen localmente, las geometrías de estratos de sincrecimiento.

El **segundo estadio** de deformación correspondió a **Fallón** durante el Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano), durante el cual se generó una leve reactivación compresiva en el sector axial y en el sector occidental del sistema de Huincul, asociado al desarrollo inicial de la faja plegada y corrida del Agrio durante la mayor parte del Cretácico Superior (Zamora Valcarce *et al.* 2006) (Figs. 13 y 14). Según las reconstrucciones de las placas oceánicas realizada por Zonenshayn *et al.* (1984, 1987), Scheuber *et al.* (1994) y Jaillard *et al.* (1990), hubo un cambio en el vector de convergencia entre las placas oceánicas pacíficas y la placa Sudamericana, el cual rotó de la orientación N 40° O a una dirección casi ortogonal durante el Cretácico Superior.

El **tercer estadio Nazca** comprendió a la deformación terciaria que estuvo marcada por dos eventos de deformación puntuales. El **principal** tuvo lugar en el Mioceno, asociado al desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio, cuando se produjo la exhumación del sector occidental de la dorsal y una reactivación de las estructuras de los ejes axiales en el sector central, generándose los suaves

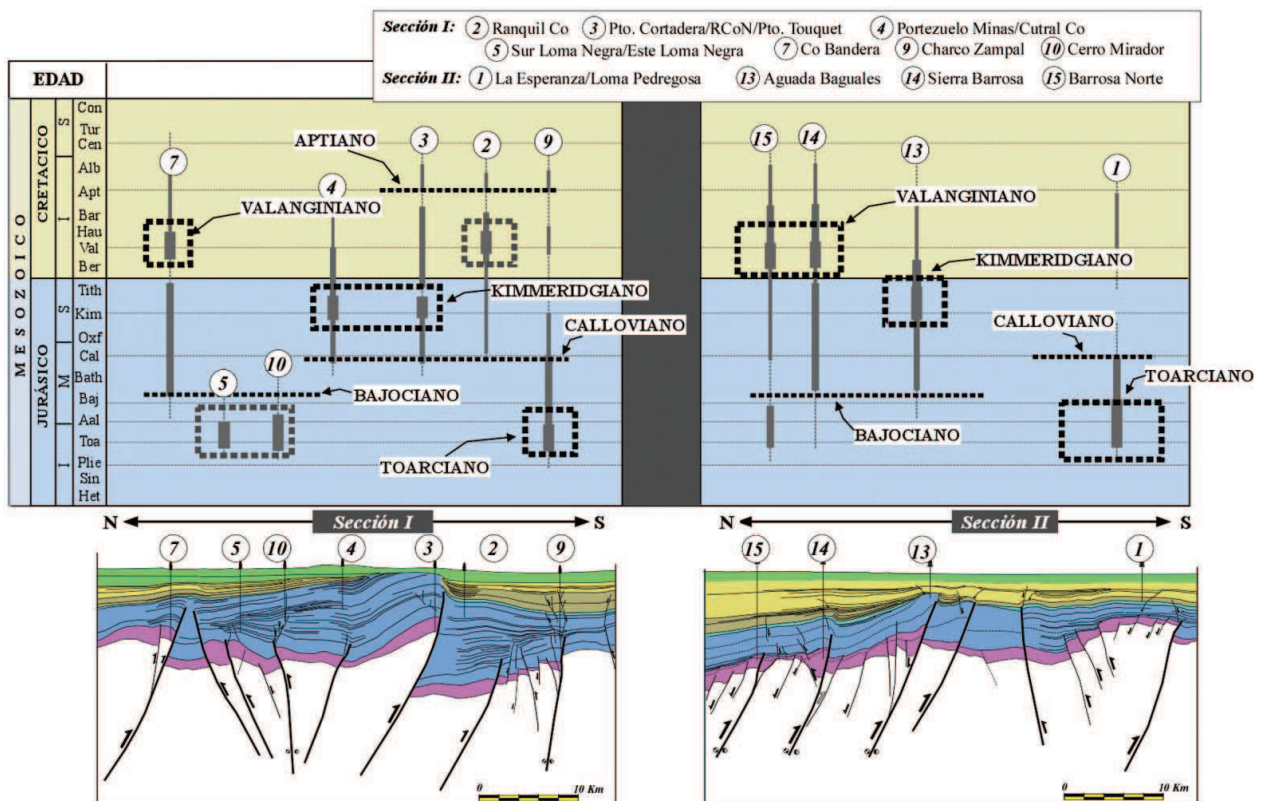


Figura 10: Cuadro de edades de levantamiento de las estructuras principales de los sectores occidental y central de la dorsal de Huincul, donde se reconocieron tres eventos de máxima deformación correspondientes al Toarciense, Kimmeridgiense y Valanginiense, según Silvestro & Zubiri (2008).

anticlinales que conforman los afloramientos del Grupo Neuquén en el sector central y occidental de la dorsal de Huincul (Groeber 1929; Herrero Ducloux 1946; Vergani *et al.* 1995; Mosquera 2008). El desmembramiento de la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos a los 26-27 Ma coincide con la instauración de un nuevo régimen de subducción a lo largo del margen pacífico, siendo la convergencia más ortogonal a la latitud de la Cuenca Neuquina (Pardo Casas & Molnar 1987; Somoza 1998).

El **segundo evento**, de edad pliocena, dio lugar al colapso extensional de las estructuras del sector axial

(Mosquera & Ramos 2006), asociado a un aumento en el ángulo de subducción de la placa de Nazca (Folguera *et al.* 2007).

### CONCLUSIONES

La evolución tectónica del engolfamiento neuquino constituye un caso especial de deformación de una cuenca de retroarco durante el periodo de *rollback* levemente negativo que caracterizó al Jurásico y Cretácico Inferior del margen convergente pacífico. La existencia de deforma-

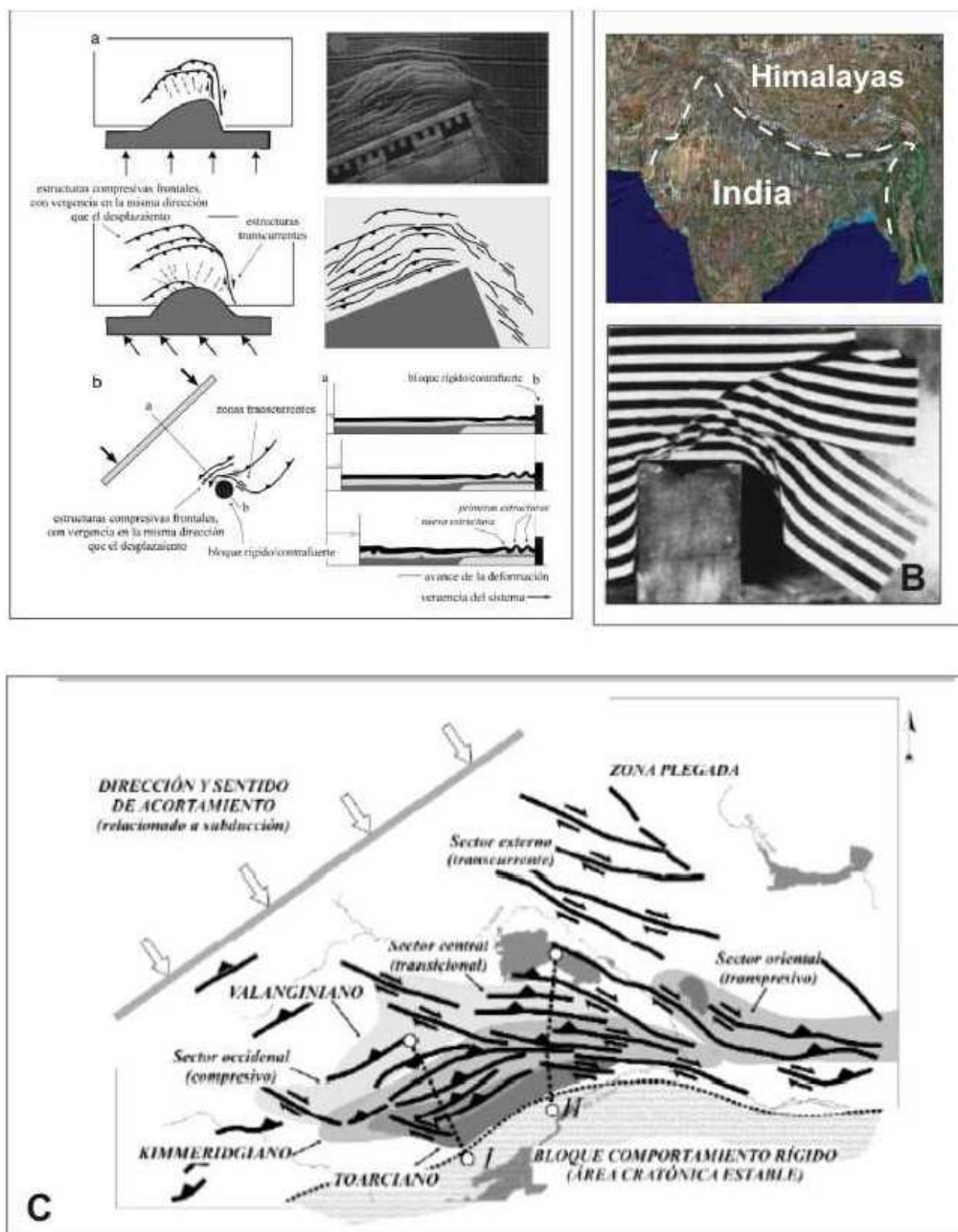


Figura 11: A) Modelos de convergencia oblicua entre un bloque rígido móvil y niveles dúctiles posibles de ser plegados y modelo de convergencia oblicua de un bloque rígido fijo que actúa como contrafuente y niveles dúctiles plegados (Silvestro & Zubiri 2008). B) Modelo analógico de extrusión lateral de la cara libre durante la colisión de un *indenter* (Tapponnier *et al.* 1982) y su correlación con los procesos colisionales asociados al desarrollo de la faja plegada y corrida del Himalaya. C) Esquema de convergencia oblicua propuesto para el estadio Aluk temprano y mapa simplificado de los lineamientos de la dorsal, distribución de zonas compresivas y transcurrentes, extensión de los tres principales eventos de deformación y límite aproximado del bloque rígido y sector plegado (según Silvestro & Zubiri 2008).

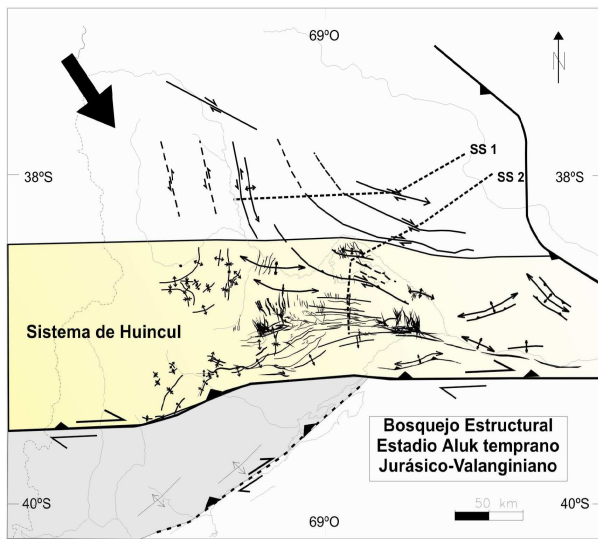


Figura 12: Estructuras generadas durante el estadio Aluk, entre el Pliensbachiano y el Valanginiano con la orientación del vector principal del campo de deformación (Mosquera & Ramos 2006).

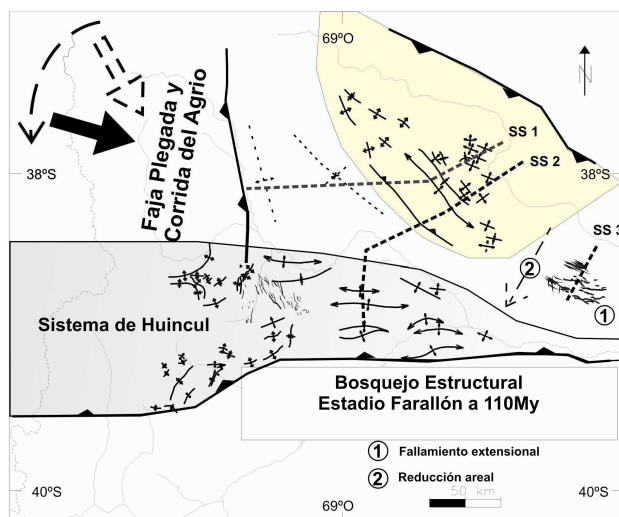


Figura 13: Estructuras generadas durante el estadio Farallón, en el Cenomaniano según Mosquera & Ramos (2006).

ción durante este periodo en este segmento de los Andes estuvo asociada a una serie de factores críticos. La presencia de una zona de debilidad cortical asociada a la sutura del terreno de Patagonia y el Gondwana de orientación perpendicular al margen convergente y casi ortogonal respecto del campo de esfuerzos asociado a una convergencia oblicua, constituyó un elemento crítico para el desarrollo de deformación de intraplaca en la cuenca de retroarco neuquina.

En tanto que la existencia de un basamento altamente anisótropo, producto de la colisión de la microplaca de Patagonia durante el Pérmico Inferior y el desarrollo de un denso mosaico de depocentros extensionales posteriores constituyeron factores fundamentales para la propagación de la deformación de intraplaca hacia el retroarco. Ambos factores contribuyeron al desarrollo de un cinturón transpresivo de intraplaca de 700 km de longi-

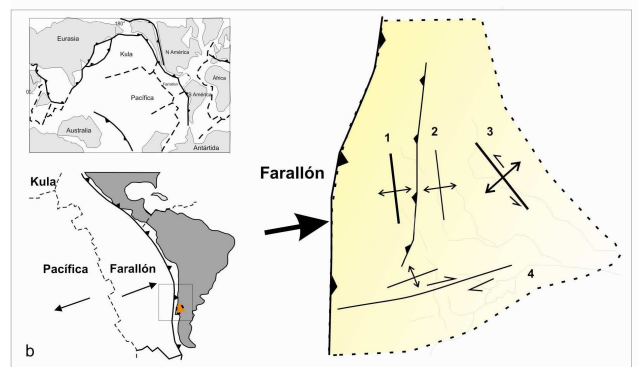
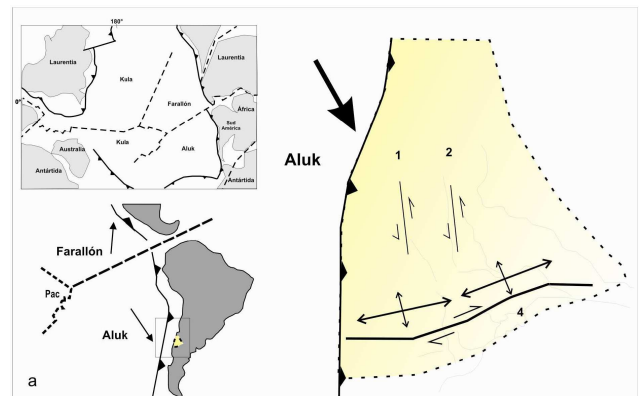


Figura 14: Esquema de la evolución del engolfamiento neuquino a) Estructuras activas durante el Pliensbachiano - Valanginiano. b) Estructuras desarrolladas durante el Cenomaniano y la rotación del vector principal d1 el Cretácico Superior, en el estadio Farallón. 1. Faja Plegada y Corrida del Agrio, 2. Sistema de Chihuidos, 3. Sistema de Entre Lomas, 4. Sistema de Huincul.

tud desde la trinchera oceánica en cuyo sector central se denomina dorsal de Huincul.

El control del vector de convergencia oblicuo de la placa oceánica de Aluk durante el Jurásico y Cretácico Inferior controló la evolución tectónica y magmática de otros segmentos de los Andes como lo demuestran los estudios de Scheuber *et al.* (1994) en el sector norte de los Andes chilenos y los trabajos de Jaillard *et al.* (1990) en los Andes ecuatorianos y colombianos (Fig. 15).

Es así que el segmento austral de los Andes Centrales, correspondiente a la Cuenca Neuquina, se convierte en una región muy sensible para el análisis de la deformación de intraplaca, dada su arquitectura estructural previa de direcciones tan variables originadas en los procesos colisionales paleozoicos y en su etapa extensional. Las peculiaridades estructurales del engolfamiento neuquino han permitido detectar la orientación de los vectores de deformación y correlacionar a éstos con los vectores de convergencia entre las diferentes placas pacíficas y la placa de América del Sur desde el Jurásico temprano. La correlación directa entre la orientación del campo de esfuerzos regional y la orientación del vector de convergencia implica que la partición de los esfuerzos fue baja o inexistente. La erosión cortical producto de la subducción fue mínima a estas latitudes y por lo tanto la orientación del margen continental no cambió significativamente desde el Paleozoico.

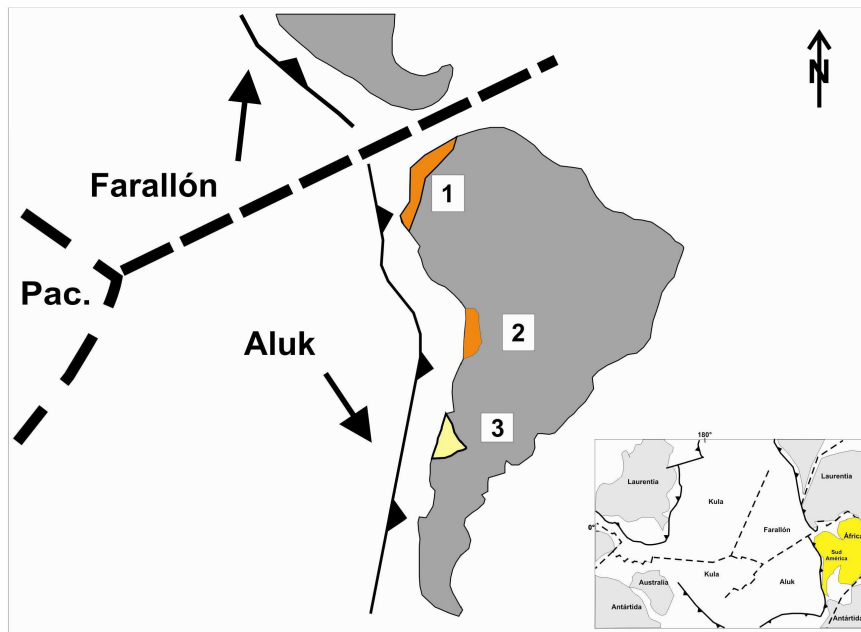


Figura 15: Reconstrucción cinemática de las placas pacíficas de Aluk y Farallón a los 140 Ma., según Zonenshayn *et al.* (1984, 1987), con los segmentos de los Andes en los que se ha establecido una relación entre la evolución tectónica (1, 2 y 3) y magmática (2 y 3) de la placa cabalgante y la orientación oblicua vector de convergencia de la placa de Aluk durante el Jurásico y Cretácico Inferior. 1. Cuenca Neuquina (Andes Centrales), 2. Andes Chilenos (Andes Centrales), 3. Andes Ecuatorianos-Colombianos (Andes Septentrionales).

## Agradecimientos

Esta es la contribución C-17 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber de la Universidad de Buenos Aires.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldwyn, H.L. 1942. Nuevas observaciones sobre las discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 19 (214): 37-50.
- 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 del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169.
- Burckhardt, C. 1900. Coupe géologique de la cordillère entre Las Lajas et Curacautin. *Anales del Museo de La Plata. Materiales para la historia física y moral del continente sud-americano. Sección geológica y mineralógica III.* 102 págs., 26 láms.
- Chernicoff, C.J. & Zappetini, E.O. 2003. Delimitación de los terrenos tectono-estratigráficos de la región centro-austral Argentina: evidencias aeromagnéticas. *Revista Geológica de Chile* 30(2): 299-316.
- Chotin, P. 1976. Etude d'un secteur des Andes Meridionales (Lonquimay-Neuquén) al'aide de documents satellites ERTS-1. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: B 29-38. Santiago de Chile.
- Chotin, P. & Giret, A. 1978. Analysis of northern patagonian transverse structure (Chile, Argentina - 38° to 42° s.l.) from landsat documents. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 197-202. Buenos Aires.
- De Ferrariís, C. 1947. Edad del Arco o Dorsal Antigua del Neuquén Oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2(3): 256-283.
- Digregorio, J.H. & Uliana, M. A. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias* 439-506. Córdoba.
- Eisner, P. 1991. Tectonostratigraphic evolution of Neuquén Basin, Argentina. Master Thesis, Rice University (unpublished), 56 p. Houston.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Riuz, P.M., Tunstall, C., García Morabito & Ramos, V.A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°-39°30'S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenosferic anomaly. *Tectonophysics* 439 (2007): 129-147.
- Franzese, J.R. & Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58, 110 p. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutierrez Pleimling, A.R. & Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. Buenos Aires.
- Harding, T.P. 1973. Áreas potencialmente explotables para hidrocarburos resultantes de deformaciones producidas por fallas de desplazamiento lateral. Instituto Argentino del Petróleo, Resumen 1 p., Buenos Aires.
- Harding, T.P. 1974. Acumulaciones importantes de hidrocarburos originadas por deformaciones causadas por fallas laterales. *Petrotecnia* 2(17): 12-19. Instituto Argentino del Petróleo. Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. *Boletín Informaciones Petroleras* 23(226): 245-281. Buenos Aires.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, C., & Mourier, T. 1990. Geodynamic Evolution of the northern and central Andes during the middle Mesozoic times; a Tethyan model. *Journal of the Geological Society* 147: 1009-1022. London.
- Keidel, J. 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de



- Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, sección geología. Publicación 8: 1-67. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J., Gregori, D & Raniolo, A. 2005. Configuración geofísica-geológica del sector norte de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 60(2): 368-376.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, n. s. 11(2): 145-184. Buenos Aires.
- Mombrú, C.A. & Uliana, M.A. 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 239-256. Neuquén.
- Moreno Peral, C.A. & Salvarredi, J.A. 1984. Interpretación del origen de las estructuras anticlinales del Pérmico inferior en el bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 396-413
- Mosquera, A. 2008. Mecánica de deformación de la Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. (Inédito)
- Mosquera, A. & Ramos V.A. 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, 28 p. Mar del Plata.
- Mosquera, A. & Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay S. & Ramos, V. (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.
- Mosquera, A. & Ramos, V.A. 2009. An integrated tectonic model for the late paleozoic deformation of southern Gondwana. AAPG International Meeting. Río de Janeiro. Abstracts CD.
- Mosquera, A. & Ramos, V.A. 2011. Modelo tectónico de la faja plegada y corrida de los gondwánides y la deformación de intraplaca pérmica inferior. 18º Congreso Geológico Argentino, Actas en CD. Neuquén.
- Orchuela, I.A. & Ploszkiewicz, J.V. 1984. La Cuenca Neuquina. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(7): 163-188. San Carlos de Bariloche.
- Orchuela, I.A., Ploszkiewicz, J.V. & Viñes, R.F. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada dorsal neuquina. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 281-293. San Luis.
- Pángaro, F., Pereira, M., Raggio, F., Pioli, O., Silvestro, J., Zubiri, M. & González, G. 2006. Tectonic inversion of the Huincul High, Neuquen Basin, Argentina: an endangered species. Stratigraphic evidences of it's disappearance. 9º Simposio Bolivariano de Exploración de Cuencas Subandinas, Actas 9 p. Cartagena.
- Pardo Casas, F. & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchard, I.A., Vaillard, J.C. & Viñes, R.F. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul: estructuras asociadas, provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En: Rolleri, E.O. (Ed.): Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-118.
- Ramos, V.A. 2004 Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7(4): 1009-1026.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26 (2008): 235-251.
- Ramos, V.A., Jordan, T. Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. & Palma, M.A. 1984. Chilenia un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106. San Carlos de Bariloche.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. & Reutter, K.J. 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. En: Reutter, K.J., Scheuber, E. & Wigger, P.J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and evolution of an active continental margin 121-139. Springer-Verlag.
- Silvestro, J. & 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.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South America Earth Science* 11(3): 211-215.
- Storti, F., Holdsworth, R.E. & Salvini, F. 2003. Intraplate Strike-Slip Deformation Belts. Geological Society, Special Publication 210: 1-234, London.
- Suero, T. 1942. Sobre la tectónica del Jurásico Superior y del Supracretácico en los alrededores de Cerro Lotena (Gobernación del Neuquén). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito) 76 p, La Plata.
- Tapponier, P., Peltzer, G., Le Bail, A.Y., Armijo, R. & Cobbold, P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia. New insight from simple experiments with plasticine. *Geology* 10: 611-616.
- Uliana, M., Arteaga, M., Legarreta, L., Cerdan, J. & Peroni, G. 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. En: Buchanan, J. & Buchanan, P. (Eds.): Basin inversion. The Geological Society, Special Publication 88: 211-233. London.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. & Passarelli, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32: 167-187.
- Vergani, G.D., Tankard, H.J., Belotti, H.J. & Welsnik, H.J. 1995. Tectonic evolution and Paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. & Welsnik, H.J. (Eds.): Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62: 383-402.
- 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, Mineralogía y Minería, Anales 10(1): 21-37.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. & Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Kay, S.M. & 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, doi:10.1130/2006.2407(06).
- Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A. & Sedov A.P. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 Million Years. *Geotectonics* 18(3): 48-59.
- Zonenshayn, L.P., Kononov, M.V. & Savostin, L.A. 1987. Pacific and Kula/Eurasia relative motions during the last 130 Ma and their bearing on orogenesis in northeast Asia. En: Monger, J.W.H. & Francheteau, J. (Eds.): Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin. International Lithosphere Program, Geodynamics Series 18: 29-48.

