

PARTICIÓN DE LA DEFORMACIÓN DURANTE EL NEÓGENO EN LOS ANDES PATAGÓNICOS SEPTENTRIONALES (37°- 46°S)

A. Folguera y V. A. Ramos

Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2 de Ciudad Universitaria, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Argentina.

Resumen: En el antepaís andino, entre los 37° y 46° de latitud sur (Patagonia Septentrional), se localiza una extensa región deformada durante el Paleógeno superior que no tiene asociada sismicidad superficial. Este cinturón de deformación fósil es difícil de interpretar en el esquema geodinámico actual de la Patagonia. Por otro lado, al norte de los 37°S (extremo sur de los Andes Centrales Australes), se desarrolla en el antepaís andino una amplia zona de deformación con sismicidad, que podría ser análoga a la situación geotectónica de retro-arco que existía en la Patagonia Septentrional hace aproximadamente 20 - 15 Ma. Esta analogía puede ser explicada si la partición de la deformación entre los 34° y 46° de latitud sur en los Andes juega un papel importante en la definición de áreas en donde la corteza superior se apila formando cinturones de pliegues y cabalgamientos. Además, la partición de la deformación está directamente relacionada con la edad de la corteza oceánica subducida por debajo de la cordillera de los Andes. Por consiguiente, a medida que la configuración de la litosfera oceánica cambia a lo largo de la fosa oceánica chilena en el tiempo, es decir, conforme el gradiente de edades de fondo oceánico se desplaza hacia el norte siguiendo la colisión de la dorsal de Chile, el esquema de variación del grado de partición de la deformación a lo largo del margen cambia considerablemente. De forma que antiguas áreas de acortamiento cortical llegan a ser inactivas en un entorno con baja partición de la deformación.

Palabras clave: Partición de la deformación, transpresión, Andes Patagónicos Septentrionales, acortamiento orogénico.

Abstract ; The Andes, between 37° and 46°S, present a striking feature: a wide area of Upper Paleogene deformation in the foreland of the Andean region, not associated with upper crustal intraplate seismicity. Such a fossil-deformed system is not easy to fit with the present geodynamic setting of Western Patagonia. On the other hand, a wide-highly seismic and active area of deformation characterizes the present Central Andes, north of 37°S, that could be an analogue of the retro-arc Patagonian dynamics that existed approximately 20 to 15 million years ago. This analogy could be explained with the present picture: strain partitioning along 34°- 46°S in the Andes plays an important role in defining areas of stacking of upper crustal sheets forming thrusts belts, and partitioning is also positively correlated with the age of the subducting ocean floor. As the ocean floor configuration along the Chilean trench changed with time, and the gradient in oceanic age shifted following the collision of the Chile ridge to the North, the partitioning scheme significantly varied. The ancient areas of upper crustal shortening became not active in a low strain partitioning setting.

Key words: Strain partitioning, transpression, Northern Patagonian Andes, tectonic shortening.

Folguera, A. y Ramos, V.A. (2002): Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°- 46°S). *Rev. Soc. Geol. España* 15 (1-2): 81-93

La cordillera de los Andes disminuye progresivamente de altura y amplitud, desde los Andes Centrales Australes (27°-37°S), hacia los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46°S) (Fig. 1).

Los Andes Centrales Australes se localizan al norte de los 37°S y su estructura consiste en sistemas imbricados de fallas epidérmicas y de fallas extensionales invertidas, como resultado de la deformación andina acaecida entre el Cretácico y el Cuaternario (Ramos *et al.*, 1996; Ramos *et al.*, En prensa). La deformación superficial está asociada con sistemas de *dúplex* (Allmendinger *et al.*, 1990) que engrosan la corteza conti-

mental generando alturas orogénicas superiores a los 6.000 m (Figs. 1 y 2).

Los Andes Patagónicos Septentrionales (37°- 46°S) se caracterizan por su baja altitud, con alturas máximas cercanas a los 2.500 m. Estas montañas se formaron de manera similar a los Andes Centrales Australes (27°- 37°S) (e.g. Cazau *et al.*, 1989; Homoc *et al.*, 1993; Peroni *et al.*, 1995; Manceda y Figueroa, 1995; Mc Donough *et al.*, 1997; Kley, 1998; Giacosa y Heredia, 1999), durante la orogenia andina, pero a partir de corteza continental mínimamente engrosada (Ramos *et al.*, En prensa) (Fig. 1).

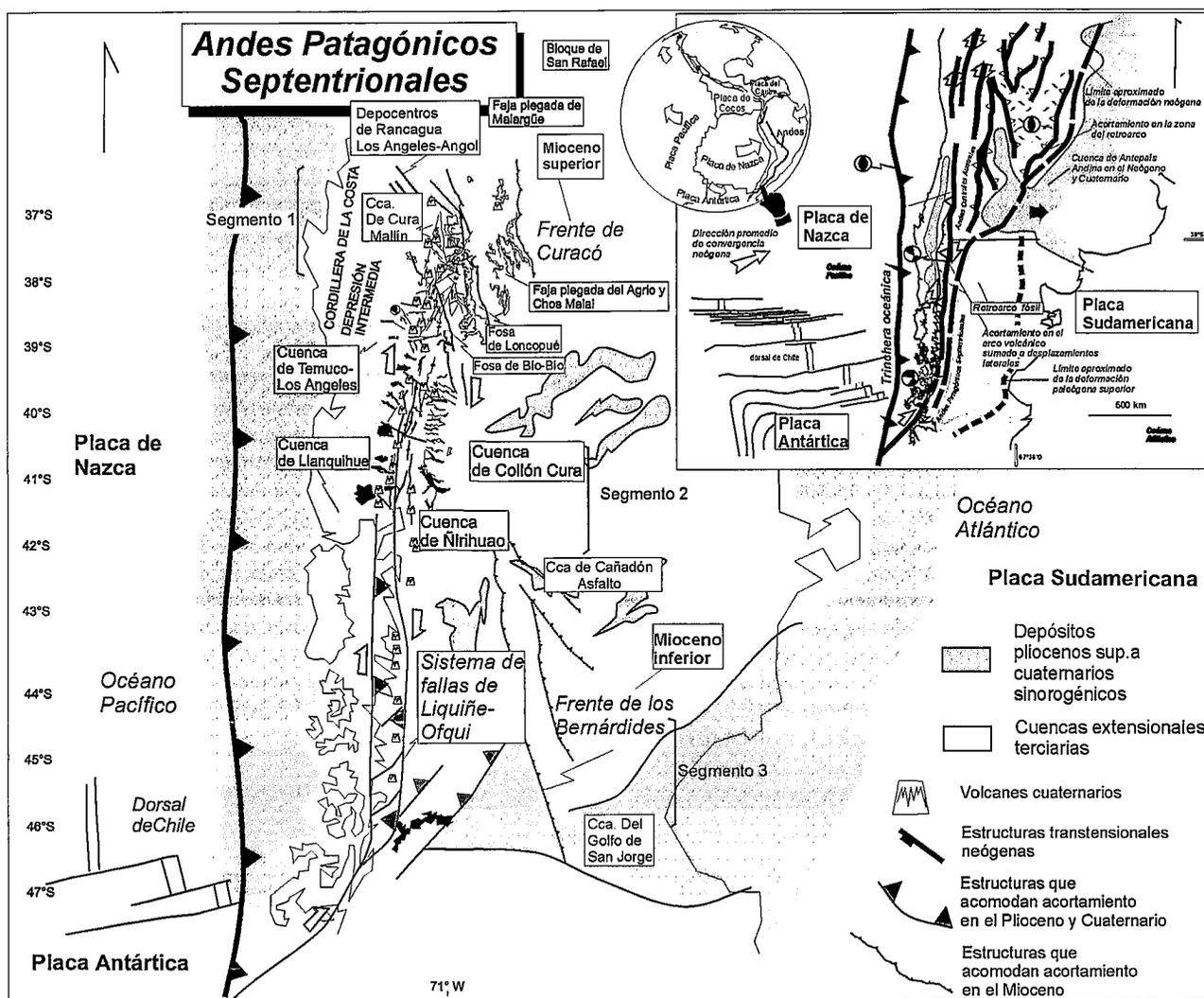


Figura 1.- Andes Patagónicas Septentrionales. Estructuras principales desarrolladas entre el Mioceno superior y el Plioceno - Cuaternario. Depósitos sinorogénicos neógenos. Nótese el contraste entre diseños estructurales al sur y al norte de los 41°S, en donde se desarrolla una importante estructuración transensional y la traza del Sistema Liquiñe-Ofqui pierde continuidad. Basado parcialmente en Hervé (1976), Ramos y Barbieri (1989), Lavenu y Cembrano (1999), Folguera y Ramos (2000), Melnick (2000), Lara *et al.* (2001), Melnick y Folguera (2001).

Estos cambios fisiográficos entre las dos unidades morfotectónicas señaladas se relacionan de norte a sur, no solamente con una variación en el espesor de la corteza continental, sino también con una disminución en el grado de acortamiento cuantificado a partir de las estructuras superficiales (Kley, 1998; Ramos *et al.*, En prensa), una disminución de la edad de la corteza oceánica subducida (Ramos *et al.*, 2000) y una disminución de la anchura de la zona de Wadati-Benioff correspondiente a la zona sismogénica, que varía desde > 700 km a < 300 km, medida desde la fosa oceánica (Fig. 2) (Pardo *et al.*, 1996).

Esta tendencia se mantiene hasta los 46°S aproximadamente, en donde la cordillera vuelve a elevarse hasta los 4.000 m sobre el nivel del mar en sus puntos más altos, debido a la interacción de la dorsal sísmica de Chile, que separa a las placas Antártica al sur y de Nazca al norte, con la fosa oceánica desde hace 14 Ma (Cande y Leslie, 1986; Ramos, 1989) (Figs. 1 y 3).

Entre los 19°S y los 45°S se ha propuesto que el principal factor que controla la variación del estilo oro-

génico y la cantidad de acortamiento que afecta a la litosfera continental es la edad de la corteza oceánica subducida (Ramos *et al.*, En prensa). Como hipótesis de trabajo proponemos que este mecanismo de control podría relacionarse con el grado de partición de la deformación (Folguera *et al.*, 2001), que resulta de la convergencia oblicua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana y que condiciona el grado de cizalla paralelo a la fosa absorbido en sistemas de fallas transcurrentes (Tikoff y Teyssier, 1994).

Las partes internas de los orógenos formados en la zona de subducción circumpacífica se relacionan en múltiples casos con sistemas de fallas transcurrentes, que responden a la componente de cizalla simple que sufre la litósfera continental ante la convergencia con algún grado de oblicuidad (e.g. Little y Jones, 1998; Lallemand *et al.*, 1999; Fabbri y Fournier, 1999).

El sector interno de los Andes Patagónicas Septentrionales está recorrido por un conjunto de fallas longitudinales, con sismicidad coherente con movimientos en dirección dextrorsos, denominada zona de fallas Li-

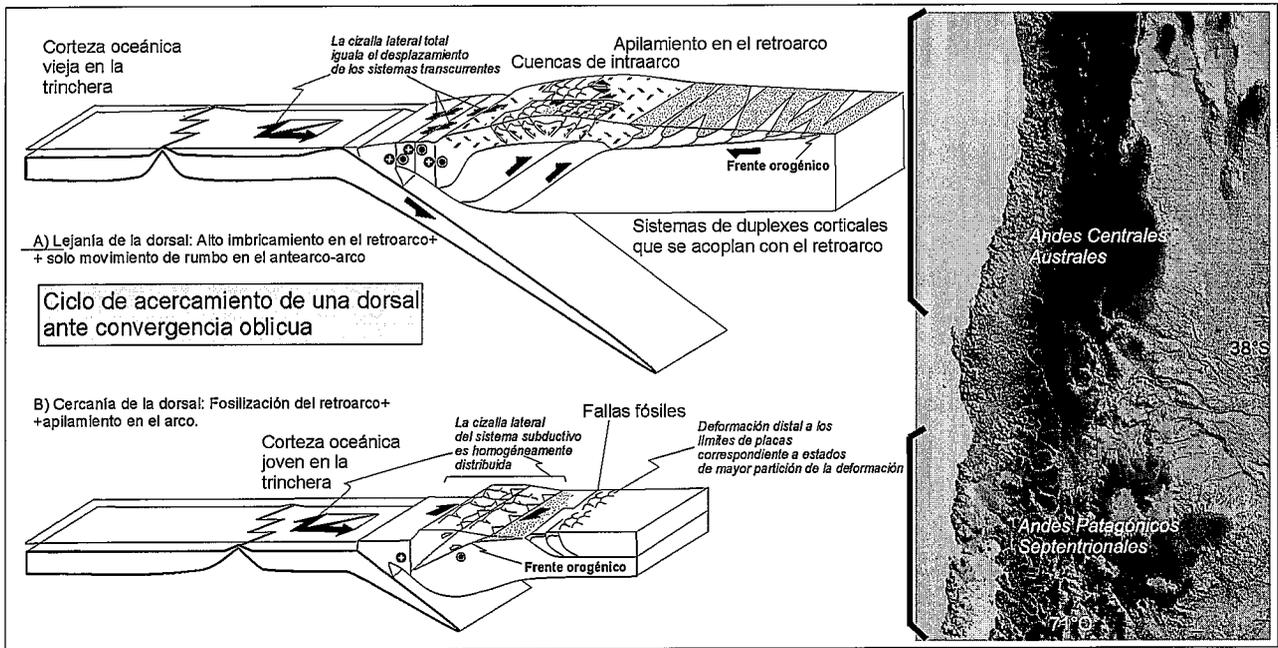


Figura 2.- Ciclo de acercamiento de una dorsal durante convergencia oblicua. La edad variable de la corteza oceánica genera un balance de fuerzas tal que en el sistema subductivo la partición de la deformación adquiere distintos grados, que implican que el acortamiento sea tomado por estructuras que evolucionan coaxialmente con los límites de placas o por sistemas transpresionales.

quiñe-Ofqui (Hervé, 1976) (Fig. 1). Los periodos de actividad de estas fallas han sido establecidos por Hervé (1976), Hervé *et al.* (1993), Cembrano (1998), Laveny y Cembrano (1999), Arancibia *et al.* (1999), entre otros, en función la edad de las rocas afectadas por las fallas, el control intrusivo por parte de éstas y mediante dataciones de minerales correspondientes a las fajas miloníticas. Recientemente, a partir de la edad de grabado de trazas de fisión en circones y apatitos en rocas magmáticas, Thomson *et al.* (1999) determinan la edad de exhumación de estos sectores. De forma que se ha identificado un pulso de actividad durante el Mioceno superior y otro posterior en sectores algo más externos de la cadena, a la altura de los Andes de Aysén, alrededor de los 45°S (Fig. 1, Area 2), durante el Plioceno inferior. Estos pulsos de levantamiento se correlacionan con bastante exactitud con pulsos de actividad ígnea controlados por las fallas (González Díaz, 1982).

El acortamiento orogénico que experimenta un segmento de litósfera continental (en un margen convergente por encima de la zona de subducción), puede resolverse mediante sistemas de fallas transpresivos, o puede desvincularse de éstos y localizarse en sistemas de fallas (cinturones de cabalgamientos) coaxiales con el límite de placas en el retro-arco y en el antearco (Fig. 2) En este trabajo pretendemos poner de manifiesto que en los Andes y particularmente en el segmento comprendido entre los 34°S y 46°S de latitud se desarrollan estos dos mecanismos de acortamiento cortical y que éstos dependen de la edad de la corteza oceánica subducida (Figs. 1 y 2) (Folguera *et al.*, 2001).

La superposición, o la individualización, de sistemas de fallas que acomoden la componente de cizalla

paralela al margen tectónico y sistemas de fallas que acomoden la componente normal que produce acortamiento en las áreas orogénicas, y especialmente en los Andes, depende básicamente de la partición de la deformación, producida por la convergencia entre las placas, en la placa superior (Fig. 2) (Tikoff y Teyssier, 1994; Teyssier *et al.*, 1995; Laveny y Cembrano, 1999).

En este trabajo se intentará mostrar la estrecha dependencia entre la edad de la corteza oceánica a la altura de la fosa oceánica, básicamente el tipo de gradiente de edad de fondo oceánico presente medido paralelamente al borde de placas, y la distribución de las distintas mecánicas de deformación en varios segmentos de

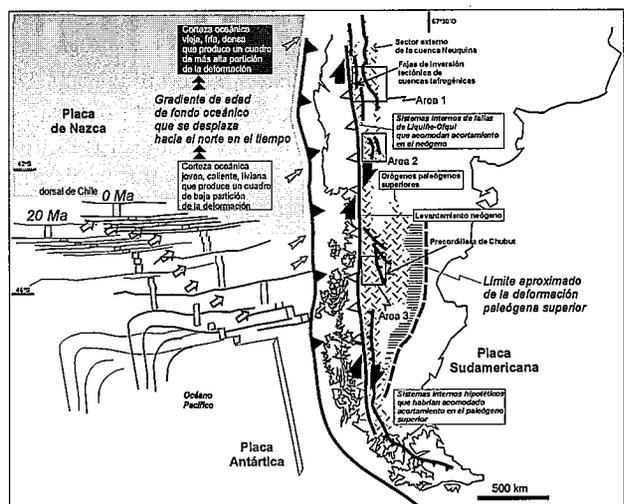


Figura 3.- Desplazamiento durante los últimos 20 millones de años de la configuración Andes Centrales vs Andes Patagónicos, como función de la configuración oceánica en la fosa.

la placa superior del sistema subductivo en los Andes Patagónicos Septentrionales (Fig. 1) (Folguera *et al.*, 2002).

Sin embargo, el tópico principal de este trabajo abordará la temática de cómo la partición de la deformación ha variado en el tiempo, por lo tanto de como ha variado el estilo tectónico de los distintos segmentos y como ha evolucionado el frente orogénico durante el Neógeno, respondiendo a los cambios de edad del fondo oceánico subducido.

Partición de la deformación en los Andes Centrales Australes y en los Andes Patagónicos Septentrionales

Si el grado de partición de la deformación en un segmento orogénico es alto, la cizalla lateral que experimenta la litosfera continental, producto del grado de oblicuidad en la convergencia entre las placas, se manifiesta en gran medida en el desarrollo de sistemas de fallas transcurrentes paralelas al margen en los sectores internos orogénicos (Fig. 2-A). De este modo, la litosfera continental se deformará en el retro-arco de manera relativamente más coaxial, que la que resultaría de una convergencia oblicua, debido a que la cizalla lateral ha sido tomada por sistemas de fallas transcurrentes en los dominios internos, restando deformación no rotacional por detrás del arco volcánico (Fig. 2-A) (Tikoff y Teyssier, 1994). Ante el mayor grado de partición de la deformación, los sistemas de fallas internas en el antearco y arco, tenderán a acomodar a través de movimiento discreto en discontinuidades corticales, a la cizalla lateral producto de la convergencia oblicua (Tikoff y Teyssier, 1994).

Estos sistemas estructurales coexistirán con cinturones de cabalgamientos en el retro-arco, o en el antearco, que absorberán el acortamiento impuesto y evolucionarán en un campo de esfuerzos relativamente más coaxial con los límites de placas, que el que resultaría de la convergencia oblicua (Fig. 2-B).

Si el grado de la partición de la deformación es bajo, la cizalla lateral producida por la oblicuidad de la convergencia producirá escasos sistemas de fallas transcurrentes (Teyssier *et al.*, 1995), por lo cual la deformación se distribuirá homogéneamente en amplios cinturones de corteza (Fig. 2-B). De esta manera, la cizalla rotacional, proporcional al grado de oblicuidad entre las placas (Tikoff y Teyssier, 1994), no estará concentrada en sistemas de fallas transcurrentes y por lo tanto se sumará al acortamiento perpendicular a los límites de placas, conformando sistemas transpresionales. Las elipses de deformación instantáneas resultantes en estos cinturones, poseerán un eje de deformación máximo coincidente con la dirección de convergencia relativa entre las placas (Fig. 2-B).

En este último caso, la totalidad del acortamiento actuará conjuntamente a nivel de sistemas transpresivos que acomoden el movimiento lateral de los límites de placas y el acortamiento, siendo imposible su indivi-

dualización espacial y, por lo tanto, inhibiéndose la formación de amplios cinturones de cabalgamientos en el retro-arco que respondan a un campo de deformación más coaxial con los límites de placas (Teyssier *et al.*, 1995; Cembrano, 1998; Little y Jones, 1998; Arancibia *et al.*, 1999).

Si el acortamiento, función del módulo de la componente de cizalla pura del sistema (Fig. 2), opera sobre los sistemas de fallas transcurrentes internos, el apilamiento será mínimo, debido a la falta de grandes despegues que permitan apilar la corteza superficial, lo que es en gran parte debido al elevado buzamiento de estos sistemas de fallas que no convierten eficazmente el acortamiento en topografía (Fig. 2-B). Los relieves orogénicos generados de esta forma están limitados en altura y desarrollo, alcanzando cotas inferiores a los 3.000 m y desarrollo frontal inferior a los 300 km, debido a restricciones geométricas, tal como lo ilustran algunos ejemplos actuales de los Andes Patagónicos Septentrionales (Lavenu y Cembrano, 1999), de la cadena Alpina en Nueva Zelanda (Little y Jones, 1998), de la isla de Sumatra (McCaffrey, 1991), etc.

Si el acortamiento actúa en el retro-arco, existirá suficiente espacio como para desarrollar extensos despegues que faciliten el desarrollo de abanicos imbricados y, por lo tanto, se podrán generar relieves superiores a los 4.500 m que denoten un alto grado de apilamiento tectónico y amplios cinturones orogénicos superiores a los 700 km, tal y como sucede en los Andes Centrales Australes, al norte de los 37°S (Figs. 1 y 2-A).

Las variaciones en altura y amplitud a lo largo del orógeno andino se pueden correlacionar con la cantidad de acortamiento de la litosfera continental (Ramos *et al.*, En prensa) y ésta con ciertas cinemáticas de deformación resultantes del grado de partición de la deformación a lo largo del margen de subducción. Existe además una correlación entre la edad del fondo oceánico subducido y el grado de la partición de la deformación (Folguera *et al.*, 2001).

Al sur de los 36° - 37°S se anula la individualización de las dos componentes de deformación producto de la convergencia oblicua, cizallas pura y simple, que caracterizarían la construcción de los Andes Centrales Australes, dando lugar a sistemas de fallas transpresionales.

Al norte de los 37°S la partición de la deformación es relativamente más alta, individualizándose las componentes de deformación de cizalla pura y simple que sufre la litosfera continental en los sistemas internos de la Depresión Central de Chile y los Andes Centrales Australes (Figs. 1 y 2).

Partición de la deformación en los últimos 20 Ma en los Andes Patagónicos Septentrionales y actividad orogénica del sector externo

La dorsal oceánica sísmica de Chile se subduce bajo la Península de Taitao (latitud 46°30'S) separando dos

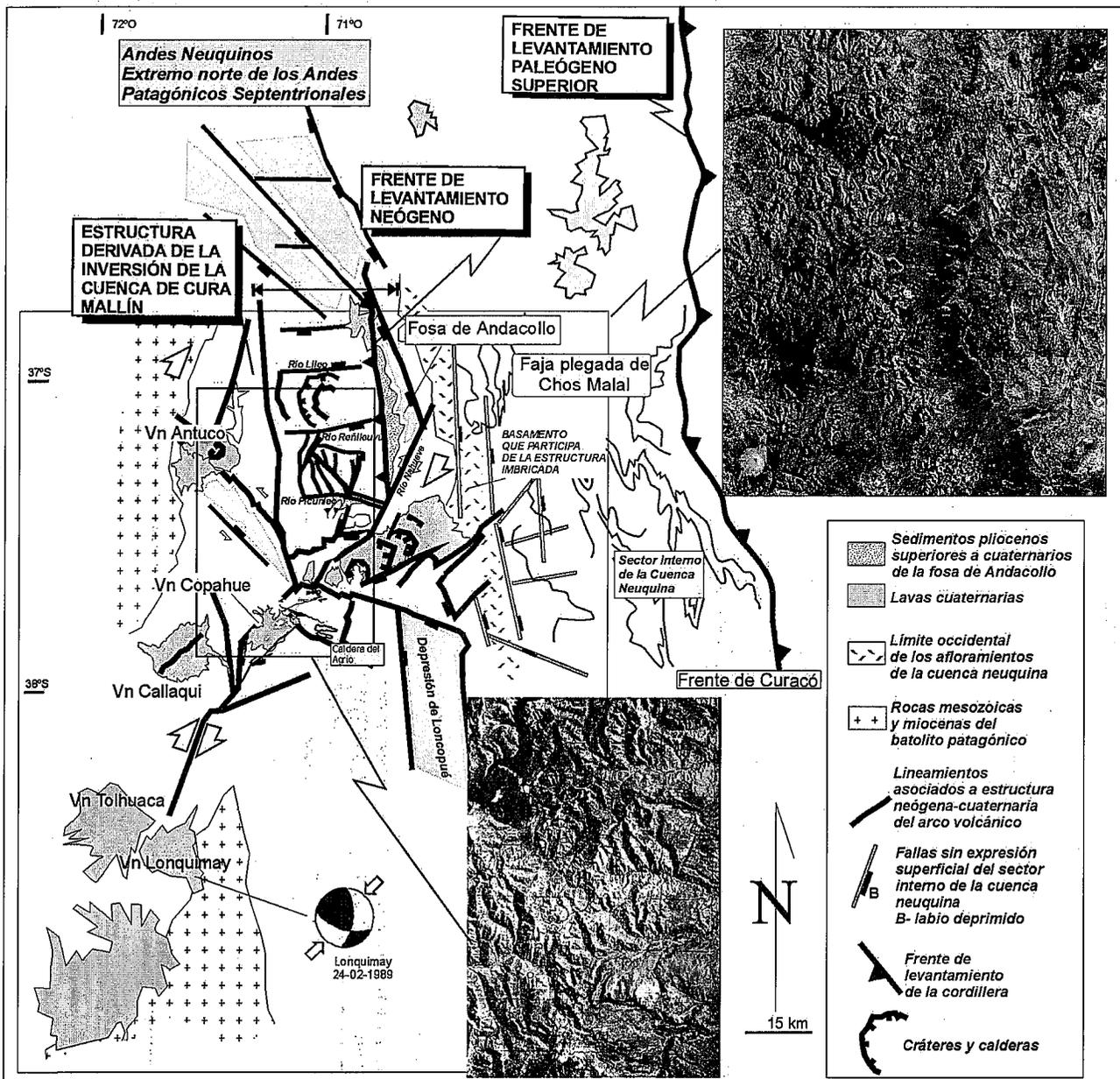


Figura 4.- Andes Neuquinos, extremo norte de los Andes Patagónicos Septentrionales. Retroceso del frente de deformación durante los últimos 20 millones de años, como consecuencia de la fosilización del retro-arco y el comienzo del apilamiento orogénico en la traza del arco. El frente de Curacó representa el límite de la deformación miocena superior. El cinturón de pliegues del Agrio fue probablemente formado en el Cretácico Superior. El sistema de fosas extensionales de la cordillera principal se han formado entre el Plioceno superior y el Cuaternario.

placas oceánicas, la de Nazca al norte y la Antártica al sur. Esta dorsal se ha desplazado lateralmente a lo largo de la zona de subducción sudamericana durante los últimos 14 Ma, moviéndose de sur a norte hasta alcanzar su posición actual (Cande y Leslie, 1986) (Figs. 1 y 3). Como resultado de este movimiento, la dorsal colisiona oblicuamente contra el borde continental (Fig. 1).

La aproximación oblicua de la dorsal en los últimos 14 Ma origina la situación que se observa hoy, en la cual la edad variable del fondo oceánico a lo largo de la fosa oceánica, sumada a la incidencia oblicua de la placa de Nazca, produce variaciones longitudinales en el grado de partición de la deformación, definiendo segmentos discretos en los cuales se produce apilamiento en el retro-arco (Figs. 1 y 3).

Si se considera la situación paleogeográfica de los últimos 15 - 20 Ma, se puede inferir que la dorsal de Chile se ha desplazado hacia el norte durante este periodo (Fig. 3) (Candé y Leslie, 1986). Esto implica que segmentos de la cadena deformados en sectores con alta partición de la deformación, donde era factible el apilamiento tectónico en el retro-arco, con el tiempo pueden haber llegado a ser parte de sistemas con baja partición de la deformación, en los cuales el apilamiento cortical se localizara en los sectores internos, sumado a movimientos laterales, al subducirse progresivamente corteza oceánica más joven (Fig. 3). Esta situación se registra en diferentes segmentos de la cadena entre los 38° y los 45°S.

1) Alrededor de los 38°S, en el Mioceno superior, el frente orogénico se localizaba en el frente de Curacó

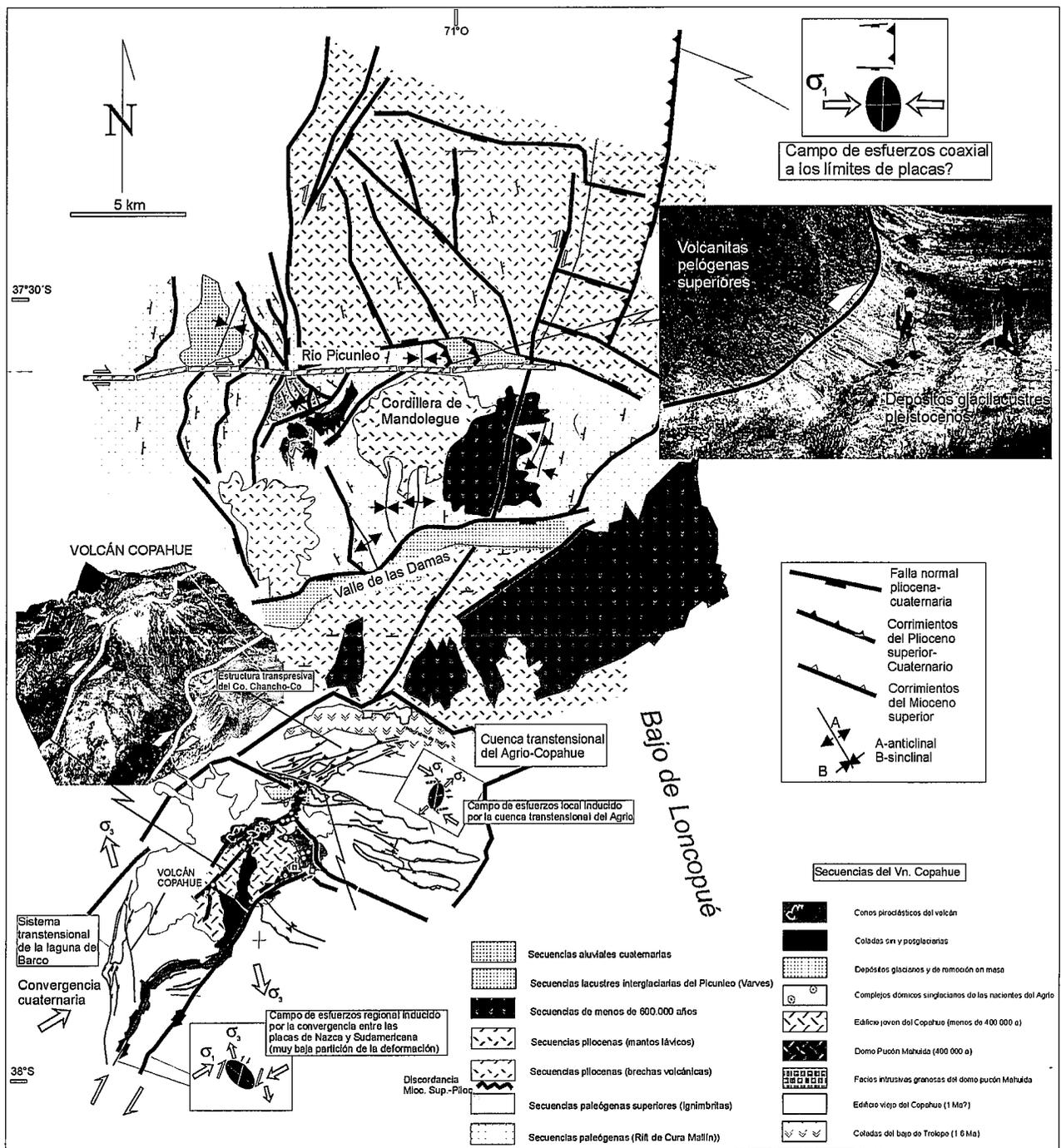


Figura 5.- Detalle correspondiente a la Figura 4, entre la caldera del Agrio y el río Picunleo. En la zona sur el acortamiento orogénico es absorbido por sistemas transtensionales, mientras que hacia el norte el acortamiento progresivamente pasa a ser tomado por fallas que levantan grandes cordones longitudinales, en un campo de deformación coaxial con respecto a los límites de placas.

(Fig. 1) (Ramos y Barbieri, 1989), es decir, más de cien kilómetros al este del actual frente orogénico en los Andes Neuquinos (Folguera y Ramos, 2000; Melnick y Folguera, 2002). En el Plio-Pleistoceno el frente orogénico retrocedió hacia la fosa de Loncopué-Andacollo, asociándose a los sectores internos del sistema orogénico, en conexión con el extremo norte del sistema de fallas dextrorsas de Liquiñe-Ofqui (Ramos y Folguera, 1998; Lavenu y Cembrano, 1999) (Fig. 4).

2) Alrededor de los 41°S, el cinturón de pliegues de Ñirihua (Fig. 1), resultante de la inversión tectónica de una cuenca de intra-arco paleógena (Cazau *et al.*,

1989), deja de ser activo alrededor del Mioceno superior en algunos sectores y en otros en el Mioceno medio (Ramos, 1981; Cazau *et al.*, 1989), y con seguridad con anterioridad a los 3 Ma (Giacosa y Heredia, 2000), al migrar la actividad orogénica hacia el frente volcánico (Fig. 1) (Lavenu y Cembrano, 1999).

3) Alrededor de los 45°S, en el extremo sur de los Andes Patagónicos Septentrionales, durante el Mioceno superior la actividad del retro-arco se concentraba en el frente de inversión del *rift* correspondiente a la faja de los Bernárdides (Fig. 1), mientras que contemporáneamente el sistema de fallas dextrorsas de Liqui-

ñe Ofqui, en los sectores internos de la cordillera, controlaban el emplazamiento del arco volcánico mioceno (Hervé *et al.*, 1996). En el Plioceno, la deformación migró más de cien kilómetros hacia el oeste, hacia el frente de los Andes Patagónicos Septentrionales y, por último, se desplazó otros cien kilómetros hacia el oeste deformando los materiales postglaciares de las efusiones del arco volcánico cuaternario en el sistema de fallas de Liquiñe Ofqui (Arancibia *et al.*, 1999; Lavenu y Cembrano, 1999).

Segmento Norte de los Andes Patagónicos Septentrionales: Andes Neuquinos (37°- 39°S)

Los Andes en estas latitudes están delimitados por un frente topográfico, coincidente con el frente de levantamiento neógeno (Folguera y Ramos, 1998; Folguera y Rovere, 2000), que está definido por la inversión, durante el Mioceno superior, de una serie de deponentos extensionales de edad Oligoceno superior - Mioceno inferior (Jordan *et al.*, 2001) (Figs. 4 y 5). En su última reactivación este sistema de fracturas afecta hasta rocas volcánicas del Plioceno inferior y sedimentos cuaternarios, a lo largo de los grábenes de Loncopué y Andacollo (Folguera y Ramos, 2000) (Figs. 1, 4, 5 y 6). Este frente ha sido activo hasta tiempos postglaciares, a juzgar por la actividad de las fallas más internas, que serán descritas posteriormente. Además, un frente de deformación externo de edad Mioceno superior corta rocas mesozoicas previamente deformadas, correspondientes al sector oriental del cinturón de cabalgamientos del Agrio, denominado frente de Curacó (Ramos y Barbieri, 1989) (Fig. 4).

En el interior de los Andes Neuquinos existe actividad sísmica a lo largo de estructuras morfológicamente recientes en la traza actual del arco volcánico, consecuentes con fallas dextrorsas transcurrentes de orientación NE-SO (Figs. 1 y 4) (Barrientos y Acevedo, 1992).

Inmediatamente hacia el norte, el cinturón de cabalgamientos de Malargüe, se termina de formar durante el Mioceno superior y está constituido por rocas mesozoicas pertenecientes a la Cuenca Neuquina (Mancada y Figueroa, 1995) (Fig. 1). A esta latitud, más hacia el este, se desarrolla un frente de deformación cuaternario, en el bloque de San Rafael (Cortés *et al.*, 1999) (Fig. 1).

Los Andes Neuquinos entre 36° y 39°S, se levantaron principalmente en el Mioceno superior, antes de los 5 Ma, lo que está demostrado por una discordancia angular que separa a las secuencias volcanoclásticas del Paleógeno de las rocas volcánicas del Plioceno (Suárez y Emparán, 1997).

A partir de ese momento cesó la actividad orogénica, excepto en el frente morfológico actual de la cordillera, a la altura de los grábenes de Loncopué y Andacollo y en sectores algo más internos (Ramos y Folguera, 1998; Folguera y Rovere, 2000; Melnick y Folguera, 2001) (Fig. 4).

Estructuras sintéticas situadas más hacia el interior, al oeste del frente de levantamiento de los Andes a los

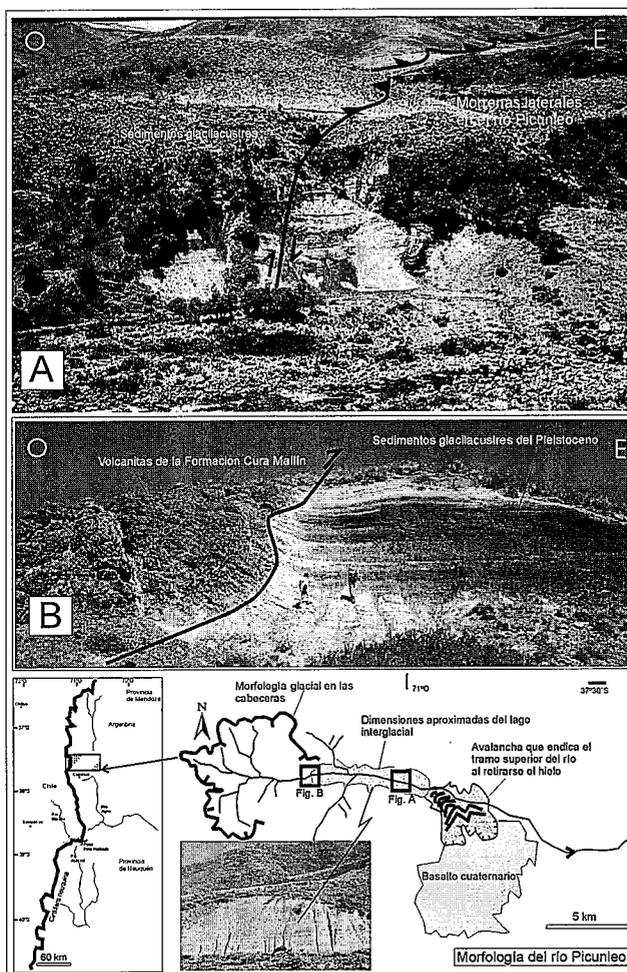


Figura 6.- Fallas cuaternarias localizadas en el valle del río Picunleo, sintéticas con el frente de la cordillera en estas latitudes.

37°30'S, a lo largo del valle del río Picunleo, permiten acotar la edad última de este alzamiento (Fig. 6).

A partir de la presencia de depósitos de deslizamientos en masa, que se desarrollaron en estos valles con posterioridad a la retirada de los hielos de este sector, se han generado depósitos lacustres aguas arriba de estos deslizamientos, como por ejemplo las secuencias que se encuentran aterrizadas por el cauce actual del río Picunleo, que son posteriores al último período glacial (Figs. 5 y 6) (Iaffa *et al.*, 2002). Estas secuencias se encuentran afectadas por fallas inversas con vergencia hacia el este (Fig. 6), desarrolladas inmediatamente al oeste del arco volcánico cuaternario. El movimiento de los planos de falla principales refleja la ausencia de movimiento lateral y su desarrollo en un campo coaxial de deformación con el límite de placas (Fig. 5).

Estas estructuras muestran que la actividad del frente de levantamiento principal de los Andes Neuquinos continúa hasta tiempos postglaciares. Inmediatamente al sur (38°S) se desarrollan sistemas transpresionales en el extremo norte de la zona de fallas de Liquiñe Ofqui, que muestran actividad postglacial y se asocian con la traza del arco volcánico (Folguera y Ramos, 2000) (Figs. 4 y 5).

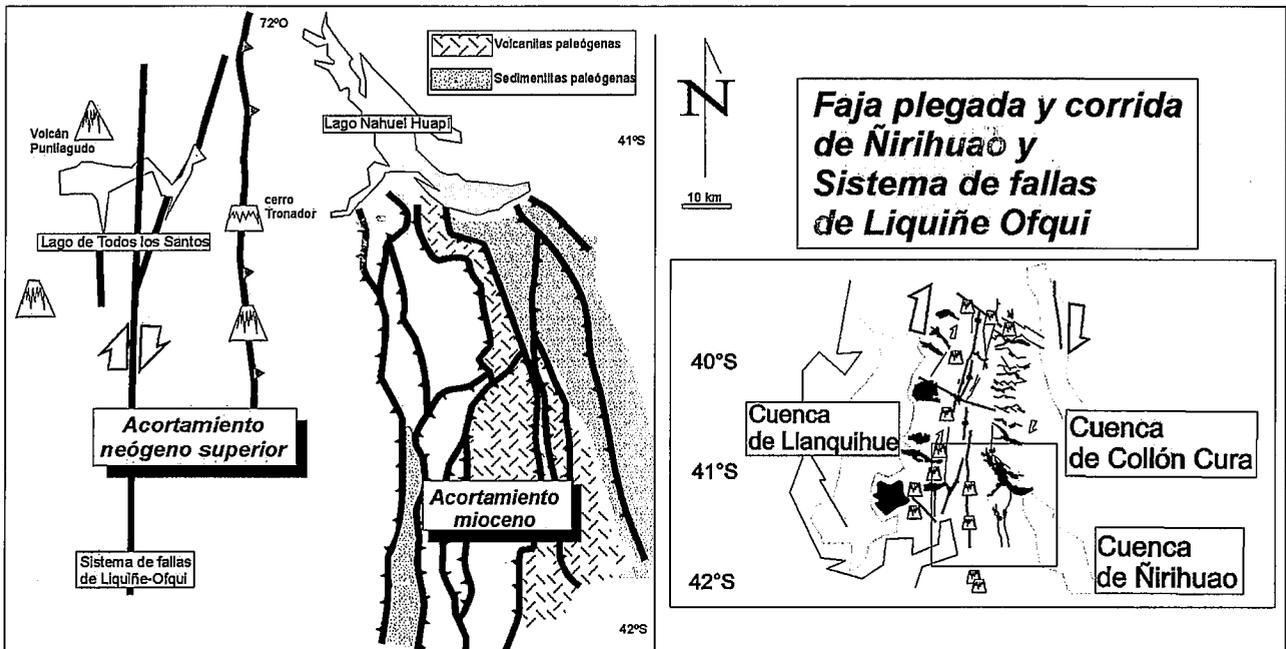


Figura 7.- Cinturón de Ñirihua. El acortamiento de la corteza superior ha sido absorbido por la inversión tectónica de esta cuenca de intra-arco durante el Mioceno, para luego fosilizarse y activarse estructuras transpresionales en los sectores internos orogénicos (Basado en Giacosa y Heredia, 1999 y en Lavenu y Cembrano, 1999).

Segmento Central de los Andes Patagónicos Septentrionales: Cinturón de Ñirihua (41° - 42°S)

El cinturón de pliegues de Ñirihua se formó a partir de la inversión tectónica de una serie de depocentros correspondientes a la cuenca de intra-arco del Oligoceno inferior, sincrónicamente con los términos inferiores de la formación Collón Cura (González Bonorino, 1979; Cazau *et al.*, 1989), durante el Mioceno medio (15-17 Ma) (Fig. 7).

Esta estructura evidencia un importante apilamiento tectónico distal al margen continental, que hoy se encuentra inactivo, dada la ausencia de sismicidad en el retro-arco y la falta de secuencias deformadas más jóvenes de 3 Ma (Giacosa y Heredia, 1999).

En el intervalo Neógeno - Cuaternario la actividad orogénica se traslada a la actual zona del arco volcánico, mediante sistemas transpresionales dextrorsos de orientación N-S, con doble vergencia (Lavenu y Cembrano, 1999), correspondientes al sistema de fallas Liquiñe Ofqui (Figs. 1 y 7).

Segmento Sur de los Andes Patagónicos Septentrionales: Cinturón de los Bernárdides (44° - 46°S)

El Sistema de los Bernárdides es un cordón montañoso morfológicamente desvinculado de los Andes Patagónicos Septentrionales, que se levantó a partir de la inversión tectónica de un *rift* del Jurásico Inferior a Medio (Fitzgerald *et al.*, 1990; Homoc *et al.*, 1993; Peroni *et al.*, 1995) (Figs. 1 y 8). El último periodo de alzamiento es Mioceno inferior, ya que sedimentos correspondientes a la transgresión atlántica de la Patagonia de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, se

encuentran elevados (Vilela, 1971). Adicionalmente, los sedimentos continentales de la cuenca de río Mayo de edad Mioceno inferior, situados inmediatamente al este, no cubren a la estructura plegada (González, 1971; Vilela, 1971) (Fig. 1).

Sin embargo, los sedimentos marinos del Oligoceno superior de la transgresión patagónica se depositaron en el margen de la sierra de San Bernardo, por lo que habría actuado ya como un elemento positivo en ese periodo, y se habría reactivado durante el Mioceno inferior. Por lo tanto, los primeros pulsos de levantamiento de los Bernárdides, que generan una barrera orográfica para los tiempos patagónicos, se remontarían al Cretácico Superior - Paleógeno (Fitzgerald *et al.*, 1990).

Hacia el oeste se exhuma en el frente de levantamiento de los Andes Patagónicos, un sector que ha concentrado deformación cretácica a partir de la principal fase de inversión de la cuenca de intra-arco de río Mayo (Strelkov *et al.*, 1994) y (Ramos, 1981; Suárez y De la Cruz, 2000).

Las fallas que levantaron la cordillera en estas latitudes están solo localmente asociadas con la sedimentación sinorogénica cerca de la actual cuenca terciaria del río Mayo, en la meseta de Chalfas, en donde una sucesión de conglomerados corona la secuencia del Mioceno inferior - Mioceno medio (Dalmolín y Franchi, 1996; Ramos, 1999) (Figs. 8 y 9).

Lineamientos NE y ONO, se asocian con rasgos morfológicos cuadrangulares y romboédricos en la actual cuenca de los lagos la Plata y Fontana afectando a rocas mesozoicas y controlando las principales vías de efusión de conos de basalto monogenéticos del Plioceno superior (Ramos, 1981) (Fig. 9).

Hacia el oeste, en la línea del arco volcánico, las fallas que controlan la posición de los edificios volcá-

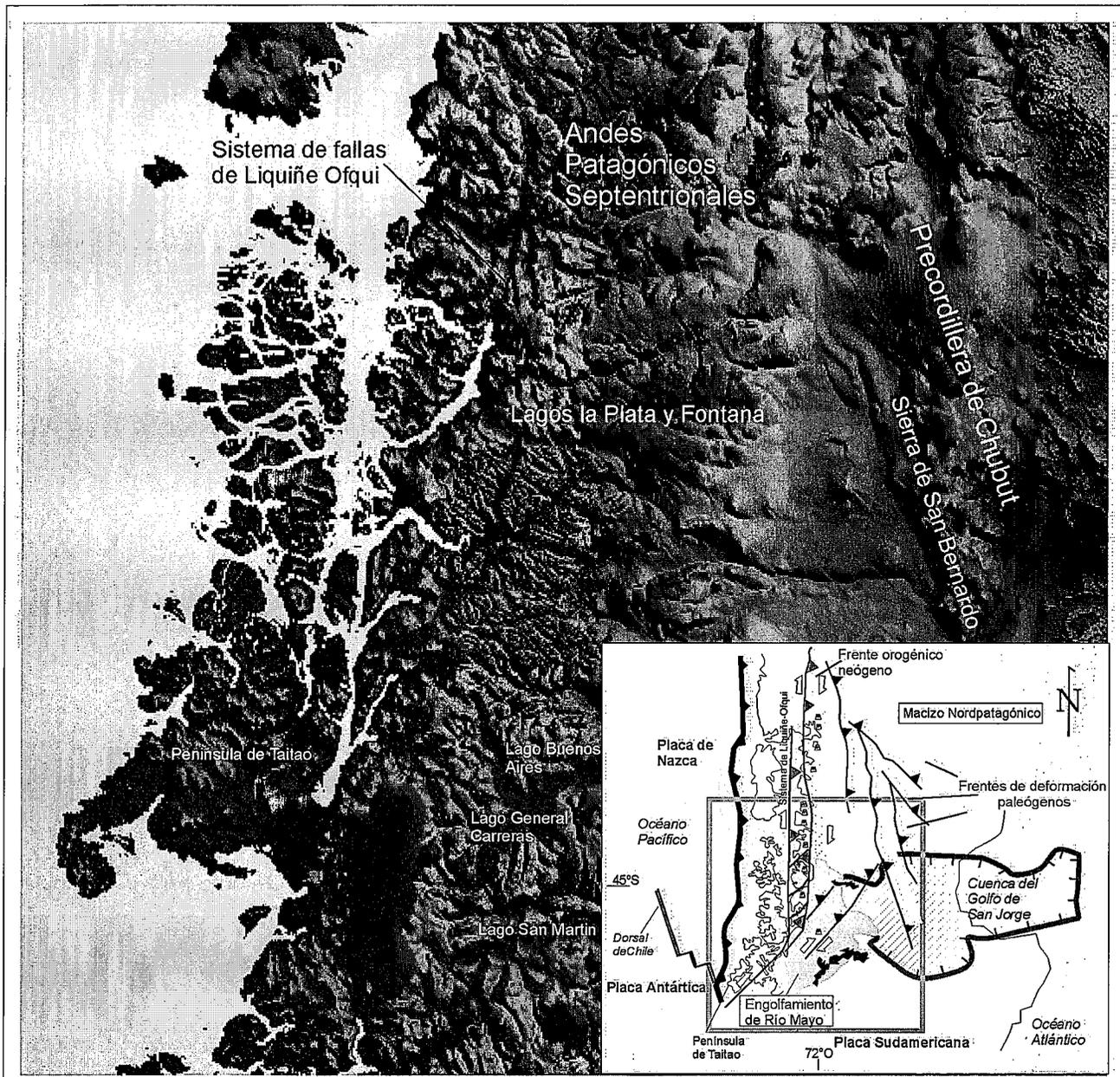


Figura 8.- Segmento sur de los Andes Patagónicos Septentrionales. Regiones de Aysén y de la cuenca de los lagos la Plata y Fontana hasta la precordillera de Chubut y el Sistema de los Bernárdides a la cual pertenece

nicos poligenéticos principales están asociadas con sismicidad que indica una dinámica transcurrente dextral a través de planos subverticales y con orientación N-S en el sistema de fallas Liquiñe Ofqui (Barrientos y Acevedo, 1992; Lavenu y Cembrano, 1999).

Este sistema de fallas transcurrentes dextrales controla también la posición de importantes plutones miocenos y del volcanismo cuaternario (Hervé *et al.*, 1996) y además parece haber concentrado la actividad tectónica por un largo período de tiempo, quizás desde el Mesozoico aunque con una dinámica diferente (Cembrano, 1998).

Discusión: Los Andes Patagónicos Septentrionales durante el Neógeno

Durante el Mioceno superior se registran pulsos importantes de actividad tectónica distal a la zona de con-

vergencia entre las placas y actividad tectónica y magmática interna controlada por el sistema de fallas Liquiñe Ofqui (Hervé *et al.*, 1993; Cembrano, 1998). Esta actividad magmática, asociada con tasas muy altas de exhumación de los granitoides miocenos (Hervé *et al.*, 1996), sugiere actividad tectónica en el sector interno de la cordillera.

La zona distal, durante este periodo, está caracterizada por la inversión de una serie de depocentros extensionales correspondientes a cuencas de intra-arco trans-tensionales del Oligoceno superior - Mioceno inferior y sectores de *rifts* mesozoicos (Maceda y Figueroa, 1995; Jordan *et al.*, 2001).

Entre los primeros, de norte a sur, se encuentran la cuenca de Cura Mallín (Suarez y Emparán, 1997), la cuenca de Ñirihuao (González Bonorino, 1979), la cuenca de Temuco - Los Angeles, los depocentros de Rancagua - Los Angeles, el de Angol (Vergara *et al.*,

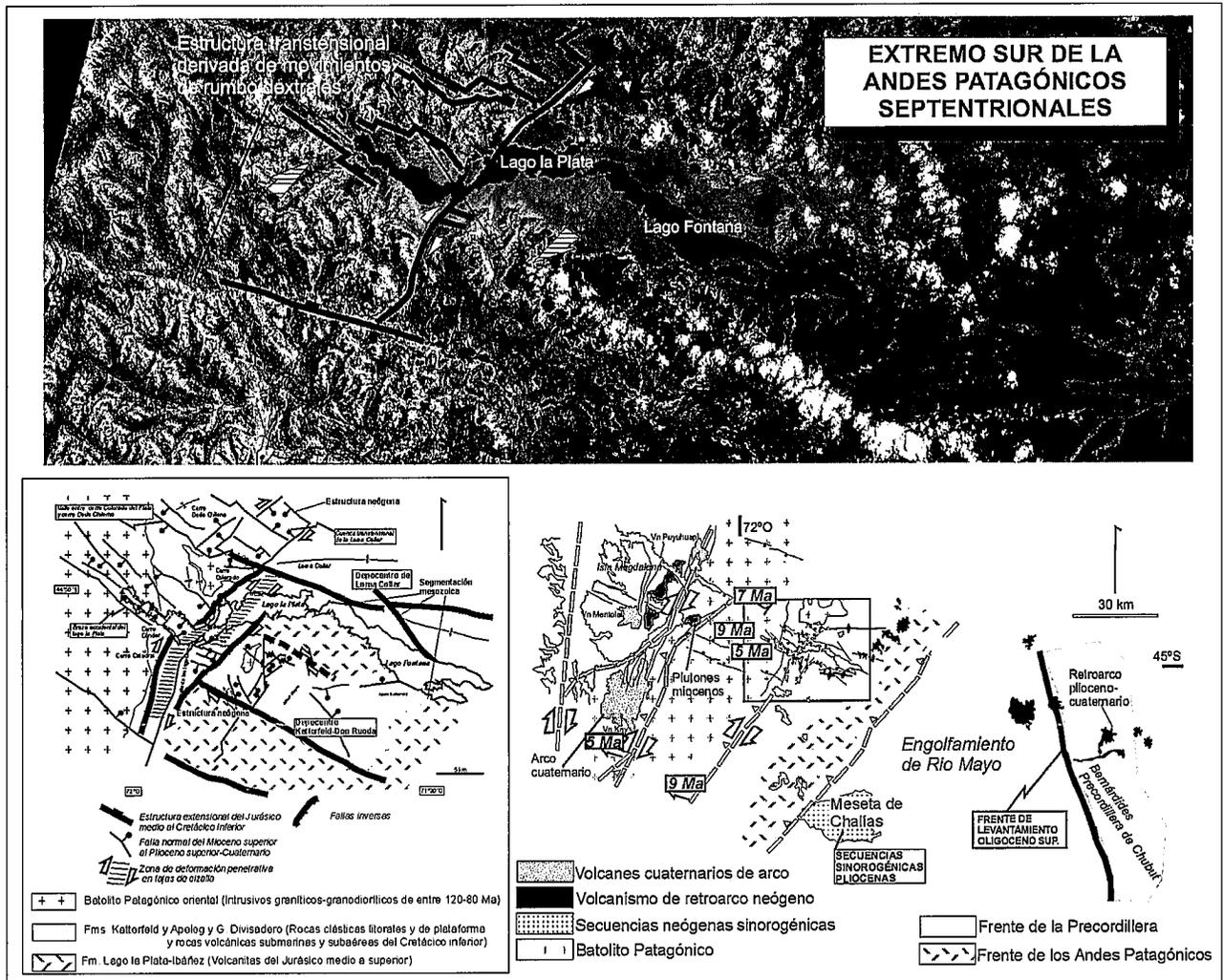


Figura 9.- Desactivación de estructuras que acomodan el acortamiento durante el Neógeno inferior a los 45°S de latitud y estructuras desarrolladas durante el Plioceno-Cuaternario en los Andes Patagónicos Septentrionales. Las edades representadas en la figura están tomadas de Thomson *et al.* (1999).

1997), las cuencas de arco - antearco de la zona del lago Llanquihue en la Depresión Central (Mc Donough *et al.*, 1997) (Fig. 1).

Entre los *rifts* mesozoicos invertidos tectónicamente en el retro-arco se encuentran los sectores externos de la Cuenca Neuquina, sectores de la cuenca de Cañadón Asfalto en el norte de la provincia de Chubut (Figari y Courtade, 1993) y sectores de la cuenca del Golfo de San Jorge que dan origen a los Bernárdides (Homovic *et al.*, 1993) (Fig. 1).

Esta individualización entre sistemas que concentran acortamiento en el retro-arco y sistemas con actividad a lo largo de la traza del arco volcánico, es equiparable a la situación actual que se registra en los Andes Centrales Australes al norte de los 37°S (Fig. 1-A), por lo que se deduce para los Andes Patagónicos Septentrionales una deformación con un grado más alto de partición de la deformación durante el Mioceno superior, que la que hoy presenta (Fig. 3).

Durante el Plioceno - Cuaternario hay que resaltar la anulación de deformación en los sectores externos y el apilamiento cortical en los sectores internos de los Andes Patagónicos Septentrionales (Figs. 1 y 3).

Este desplazamiento hacia los sectores internos del frente de deformación andino, se produce de forma escalonada en ciertos sectores entre los 38°S y los 45°S. El frente de deformación de Curacó quedó desactivado mientras los sectores internos a la altura del graben de Loncopué comenzaron a acomodar acortamiento cortical probablemente durante el Plioceno superior -Cuaternario, levantando a la cordillera a través de fallas que previamente habían sido activas en el Mioceno superior, pero que habrían dejado de ser activas en el Plioceno inferior (Folguera y Ramos, 2000). Con posterioridad la actividad orogénica de este segmento parece ser privativa de la actual traza del arco volcánico en la región del Barco entre los volcanes Copahue y Callaqui, en donde se desarrolla un cinturón transtensional asociado con el extremo norte del sistema de fallas de Liquiñe Ofqui y en unas pocas estructuras que acomodan contracción perpendicularmente al margen de placas (Figs. 4 y 5) (Melnick, 2000; Melnick y Folguera, 2001; Iaffa *et al.*, 2002).

Alrededor de los 45°S, el frente de deformación migra, entre el Plioceno y el Cuaternario, desde el pie de la sierra de San Bernardo hasta el frente de los Andes

Patagónicos. En algunos sectores algo más internos de la cordillera se registra actividad en el Plioceno inferior, cerca de la línea de alzamiento del batolito patagónico (Thomson *et al.*, 1999). En el Cuaternario la sismicidad y la deformación se localizan más hacia el oeste, en la actual traza del arco volcánico, asociándose con la traza del sistema de fallas de Liquiñe Ofqui.

Conclusiones

Los sectores orientales de los Andes Patagónicos Septentrionales constituyeron un área en la cual la deformación avanzó distalmente al límite de placas, en forma equiparable a los sectores más amplios de los Andes Centrales Australes.

La fosilización de estas áreas de deformación puede ser entendida en el marco de la partición de la deformación, que es variable a lo largo del tiempo, en función de la edad de la corteza oceánica que alcanza la fosa oceánica.

Debido a que la colisión de la dorsal de Chile ha sido oblicua existe un gradiente de edad en el fondo oceánico a lo largo de la fosa oceánica (que es más joven cerca del punto triple y más antigua hacia el norte). Esta convergencia oblicua de la placa de Nazca condiciona un patrón de descomposición diferencial de la deformación, apreciándose en general una baja partición de la deformación cerca del punto triple y una partición de la deformación relativamente alta hacia el norte.

Adicionalmente, este gradiente en el grado de partición de la deformación, podría haberse desplazado hacia el norte durante el Neógeno, repitiendo en el tiempo la misma configuración, correspondiente a la transición de los Andes Centrales Australes a los Andes Patagónicos Septentrionales.

Agradecimientos

Se agradece especialmente a los revisores de este trabajo, Profesor F. Hervé y un revisor anónimo. Se agradece la lectura crítica a Pablo Leal y Rubén Somoza (Universidad de Buenos Aires). Este trabajo es parte del proyecto "Evolución del segmento de subducción normal (33°-38°S)". PIP 4162.

Referencias

Allmendinger, R., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J. y Mpodozis, C. (1990): Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9: 789-809.

Arancibia, G., Cembrano, J. y Lavenu, A. (1999): Transpresión dextral y partición de la deformación en la zona de Falla LOFZ, Aisén, Chile (44°-45°S). *Revista Geológica de Chile*, 26: 3-22.

Baker, P., Rea, W., Skarmeta, J., Caminos, R. y Rex, D. (1981): Igneous history of the Andean Cordillera and patagonian Plateau around latitude 46°S. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 303: 105-149.

Barrientos, S. y Acevedo, P. (1992): Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay volcanic eruption (Chile). *Journal of volcanology and geothermal Research*, 53: 73-87.

Burns, W. y Jordan, T. (1999): Extension in the Southern Andes as evidenced by an Oligo-Miocene age intra-arc basin. En: *IV International Symposium Andean geodynamics*, 115-118.

Cande, S. y Leslie, R. (1986): Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical research*, 91-B1: 471-496.

Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J. y Spalletti, L. (1989): Cuenca de Ñirihua. En: *Cuencas sedimentarias argentinas*, (G. Chebli y L. Spalletti, Eds.). San Miguel de Tucumán, 299-318.

Cembrano, J. (1998): Kinematics and timing of intra-arc deformation, southern Chilean Andes. Ph D Thesis (Unpublished), Dalhousie University, 231 p.

Cortés, J.M., Vinciguerra, P., Yamin, M. y Pasini, M. (1999): Tectónica cuaternaria de la región andina del nuevo Cuyo (28°-38°S). En: *Geología Argentina* (R. Caminos, Ed.). Secretaría de minería de la Nación, Servicio Geológico Argentino, 29: 760-778.

Dalmolín, C.N. y Franchi, M. (1996): Reinterpretación estratigráfica de las sedimentitas terciarias del suroeste de Chubut. En: *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de exploración de hidrocarburos*, 1: 473-478.

Diraison, M., Cobbold, P., Rossello, E. y Amos, A. (1998): Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of Northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 519-532.

Fabbri, O. y Fournier, M. (1999): Extension in the southern Ryukyu arc (Japan); Link with oblique subduction and back arc rifting. *Tectonics*, 18: 486-497.

Figari, E. y Courtade, S. (1993): Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. En: *XII Congreso Geológico argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 66-77.

Folguera, A., Melnick, D., Yagupsky, D., Iaffa, D. y Zlotnik, S. (2002): Pull-Apart del Copahue. Estado tensional del arco volcánico a los 38°S. En: *XV Congreso Geológico Argentino*.

Folguera, A., Yagupsky, D., Zlotnik, S., Iaffa, D. y Melnick, D. (2001): Transtensión como mecanismo de transición entre estados de baja y alta partición de la deformación entre 37° y 40°S en el Plioceno y Cuaternario. En: *XI Congreso Latinoamericano de Geología*, Simposio sobre Evolución Tectónica de los Andes: p. 3. Montevideo.

Folguera, A. y Ramos, V.A. (2000): Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O: implicancias para el arco volcánico cuaternario (36°-39°S). *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 55: 229-244.

Folguera, A. y Rovere, E. (2000): Tectónica Neógena en los Andes Neuquinos. En: *IX Congreso Geológico Chileno*, 2, Simposio Nacional 2: 201-204.

Fitzgerald, M., Mitchum, R., Uliana, M. y Biddle, K. (1990): Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 879-920.

Giacosa, R. y Heredia, N. (1999): La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos entre los 41° y 42°S, SO de Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 32 (1997), 1-2: 103-111.

González, R. (1971): *Hoja Geológica de Argentina 1:200.000, No 112, 49C (Sierra de San Bernardo)*. Subsecretaría de Minería, Buenos Aires.

Gonzalez Bonorino, F. (1979): Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 34: 184-202.

- González Díaz, E. (1982): Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes of Argentina: The migration of intrusive cycles. *Earth Science Reviews*, 18: 365-393.
- Hervé, M. (1976): Estudio geológico de la falla de Liquiñe–Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). En: *I Congreso Geológico Chileno*, I: B39-B56.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Demant, A. y Ramirez, E. (1996): Age and Al-In-Hornblende Geobarometry in the North Patagonian Batholith, Aysen, Chile. En: *III International Symposium of Andean Geodynamics*, 579-581.
- Hervé, F., Drake, R., Pankurst, R.J., Beck, M. y Mpodozis, C. (1993): Granite generation and rapid unroofing related to strike slip faulting, Aysen, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 375-386.
- Homovic, J., Conforto, G. y Lafourcade, P. (1993): Faja plegada en el subsuelo de la cuenca del golfo de San Jorge, ejemplo de inversión tectónica. En: *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 235-241.
- Iaffa, D., González Díaz, E. y Folguera, A. (2002): Tectónica postglaciaria en la Cordillera Neuquina. Río Picunleo (37°30'S). En: *XV Congreso Geológico Argentino*.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. (2001): Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20: 308-324.
- Kley, J. (1998): Variable foreland shortening along the Southern Central Andes (15°-42°S): Correlation with crustal thickness, lithospheric structure and the geometry of the Nazca plate. En: *X Congreso Latinoamericano de geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 88-93.
- Kozłowski, E.E., Cruz, C.E. y Cylwan, C.A. (1996): Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina Argentina. En: *XIII Congreso geológico Argentino y de Exploración de hidrocarburos*, 13, 1: 15-26.
- Lallemant, S., Liu, C., Dominguez, S., Schnurle, P., Malavieille, J., and the ACT Scientific Crew (1999): Trench parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: A case of strain partition caused by oblique convergence. *Tectonics*, 18: 231-247.
- Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H. y Pérez de Arce, C. (2001): Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno en los Andes del sur (39°-42°S). *Revista Geológica de Chile*, 28: 67-90. Santiago.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. (1999): Compressional and tranpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21: 1.669-1.691.
- Little, T. y Jones, A. (1998): Seven million years of strike-slip and related off fault deformation, northeastern Marlborough fault system, South Island, New Zealand. *Tectonics*, 17: 285-302.
- Maceda, R. y Figueroa, D. (1995): Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina., En: *Petroleum basins of South America* (A.J. Tankard, R Suárez y H.J.Welsink, Eds.). AAPG, Memoir 62: 369-382.
- Mc Caffrey, R. (1991): Slip vectors and stretching of the Sumatran fore arc. *Geology*, 19: 881-884.
- Mc Donough, M., Duhart, P. y Crignola, P. (1997): Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca de Osorno-Llanquihue, X Región : Nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. En: *VIII Congreso Geológico Chileno*, 1, 1: 164-168.
- Melnick, D. (2000): Geometría y estructuras de la parte norte de la zona de falla LOFZ (38°S): Interpretación de sensores remotos. En: *IX Congreso geológico Chileno*, 1, 5: 796-799.
- Melnick, D. y Folguera, A. (2001): Geología del complejo volcánico Copahue–Caldera del Agrio, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes Centrales (38°S-71°O). En: *XI Congreso Latinoamericano de Geología*, Simposio Evolución Tectónica de los Andes: p. 6.
- Middleton, G. y Wilcock, P. (1994): Plate motions. En: *Mechanics in the Earth and Environmental Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge: 326-329.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Vera, E. y Gonzalez, N. (1996): Central Chile seismotectonics and stress distribution along the subducted Nazca plate (25°-40°S). En: *III Simposio Internacional de Geodinámica Andina*: 215-217. St Maló.
- Peroni, G., Hegedus, A., Cerdan, J., Legarreta, L, Uliana, M. y Laffitte, G. (1995): Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo belt, Central Patagonia. En: *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists* (A.J. Tankard, R, Suárez S. Y H.J.Welsink, Eds.). Memoir 62: 403-419.
- Ramos, V., Zapata, T., Cristallini, E. e Introcaso, A. (En prensa). The Andean thrust system: Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En: *Thrust Tectonics* (K. McClay, Ed.). Memoir 99 AAPG.
- Ramos, V.A. (1999). Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (22): 651-682.
- Ramos, V.A. (1998): Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina Argentina. En: *X Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 105-110.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. (1998): Extensión Cenozoica en la Cordillera Neuquina. En: *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 2: 661-664. Mar del Plata.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E. (1996): Cenozoic Tectonics of the High Andes of west central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics*, 259: 185-200.
- Ramos, V.A. (1989): Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists*, 73: 887-903.
- Ramos V.A. y Barbieri M. (1989): El volcanismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén, *Asociación Geológica Argentina*, Revista 43, 2: 210-223.
- Ramos, V.A. (1981): Descripción Geológica de la Hoja 47 ab–Lago Fontana, Provincia Chubut. *Servicio Geológico Nacional*, boletín 183, 135 p.
- Strelkov, E., de la Paz, M. y Baldo, J. (1994): Geología y características exploratorias de las secuencias neocomianas en el oeste de la Provincia de Chubut-Argentina. En: *Boletín de informaciones petroleras*, nueva serie, 38: 81-93.
- Suárez, M. y Empanan, C. (1997): *Carta Geológica de Chile 1:250.000, No 71 (Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Bío Bío)*. Servicio Nacional de geología y Minería de Santiago, Santiago.
- Suárez, M. y De la Cruz, R. (2000): Tectonics in the eastern

- central Patagonian Cordillera (45°30'-47°30'S). *Journal of the Geological Society of London*, 157: 995-1.001.
- Teyssier, C., Tikoff, B. y Marley, M. (1995): Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23: 447-450.
- Tikoff, B. y Teyssier, C. (1994): Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16: 1.575-1.588.
- Thomson, S., Hervé, F., Brix, M., y Stockhert, B. (1999): Fission track thermochronology of the Southern Chilean Andes (42°S to 48°S). En: *IV International Andean Symposium Geodynamics*, 4 :154-757.
- Vergara, M., Moaraga, J. y Zentilli, M. (1997): Evolución termotectónica de la cuenca entre Parray y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitos. En: *VIII Congreso geológico Chileno*, 2, 6: 1.574-1.578.
- Vilela, C. (1971): *Hoja Geológica de Argentina 1:200.000, No 113, 48C (Lago Musters)*. Subsecretaría de Minería, Buenos Aires.

Manuscrito recibido el 16 de abril de 2001

Aceptado el manuscrito revisado el 17 de abril de 2002