

Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk

Rubén SOMOZA¹ y Marta E. GHIDELLA²

¹ CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires. E-mail somoza@gl.fcen.uba.ar
² Instituto Antártico Argentino – E-mail mghidella@dna.gov.ar

RESUMEN. En este trabajo se presentan nuevos parámetros de la convergencia cretácica tardía – reciente en el margen occidental de América del Sur. La historia de la convergencia puede describirse en tres etapas: 26-0 Ma, con subducción dominante de la placa Nazca; 47-28 Ma, con subducción dominante de la placa Farallón; y 72-47 Ma, cuando habrían entrado en subducción Farallón (parte norte de la trinchera) y Aluk (parte sur). Las reconstrucciones para la etapa 72-47 Ma son compatibles con una migración de la triple unión Farallón-Sudamérica-Aluk desde el norte de Chile (¿sur de Perú?) hasta los Andes Patagónicos. Eventos de deformación y magmatismo en la placa superior pueden ser relacionados con la subducción de la dorsal Farallón-Aluk durante esta etapa. La etapa 47-28 Ma muestra mayor velocidad y menor oblicuidad en la convergencia que la etapa anterior, sin mostrar variaciones profundas en estos parámetros durante su transcurso. El rasgo más distintivo de la etapa más joven son las variaciones en la velocidad de convergencia, con un fuerte incremento al inicio de la etapa y una disminución importante en los últimos diez millones de años. Estas variaciones pueden ser relacionadas con eventos tectónicos registrados en la placa superior y con el ascenso de los Andes Centrales.

Palabras clave: *Convergencia, América del Sur, Cretácico Tardío-Cenozoico.*

ABSTRACT. *Convergence in the western margin of South America during the Cenozoic: Subduction of Nazca, Farallon and Aluk plates.* New Late Cretaceous to Recent reconstructions between South America and the oceanic plates in the Pacific basin allow the division of the corresponding convergence history into three stages. The convergence parameters for the 72-47 Ma time span suggest the migration of the Farallón-South America-Aluk triple junction from northern Chile (southern Perú?) up to the southern Patagonian Andes. Some deformational and magmatic events in the upper plate could be attributed to subduction of the Farallón-Aluk ridge by those times. The 47-28 Ma stage is characterized by subduction of Farallón plate in most (all?) of the margin. The convergence rate and direction remained almost constant during this stage. The 26-0 Ma stage corresponds to the subduction of Nazca plate beneath most of the South American trench. The beginning of this stage coincides with a strong increase in convergence rate which gradually decreased during the last 10 m.y., whereas the direction of convergence remained rather constant during the entire stage. Variations of subduction rate during this younger stage may be related with some deformational and magmatic events in the upper plate, including the uplift of the Central Andes.

Key words: *Convergence, South America, Late Cretaceous-Cenozoic.*

Introducción

Los Andes Centrales se formaron durante el Cretácico Tardío-Cenozoico en el contexto de convergencia océano-continente (Mégard 1989, Mpodozis y Ramos 1990, Ramos y Aleman 2000). La cinemática de la convergencia brinda el marco tectónico para evaluar la evolución del orógeno. Determinaciones anteriores del movimiento relativo entre América del Sur y las placas oceánicas de la cuenca pacífica (ej. Pilger 1984, Pardo Casas y Molnar 1987) sugieren que los eventos tectónicos mayores en la placa superior pueden ser relacionados con variaciones en la dirección y/o velocidad de la convergencia. Recientes avances en el conocimiento de la fábrica del suelo oceánico y nuevos ajustes en la escala de tiempo geológico brindan la oportunidad de refinar los parámetros de conver-

gencia. Somoza (1998) utilizó esta nueva información para determinar un conjunto de reconstrucciones que describen la cinemática de la convergencia en el intervalo Oligoceno – reciente.

En el presente trabajo se presentan nuevas reconstrucciones que describen la convergencia de placas en el margen occidental de Sudamérica entre el Cretácico Tardío y el Reciente. Se señalan los rasgos más distintivos de la subducción de la placa de Nazca durante los últimos 26 millones de años, y de la placa de Farallón durante el Eoceno medio-Oligoceno. Se discute la historia Cretácico Tardío-Eoceno temprano, que se caracteriza por un incremento de la longitud de la trinchera Farallón-Sudamérica a expensas de una disminución de la longitud de la trinchera entre América del Sur y la placa de Aluk (Phoenix).

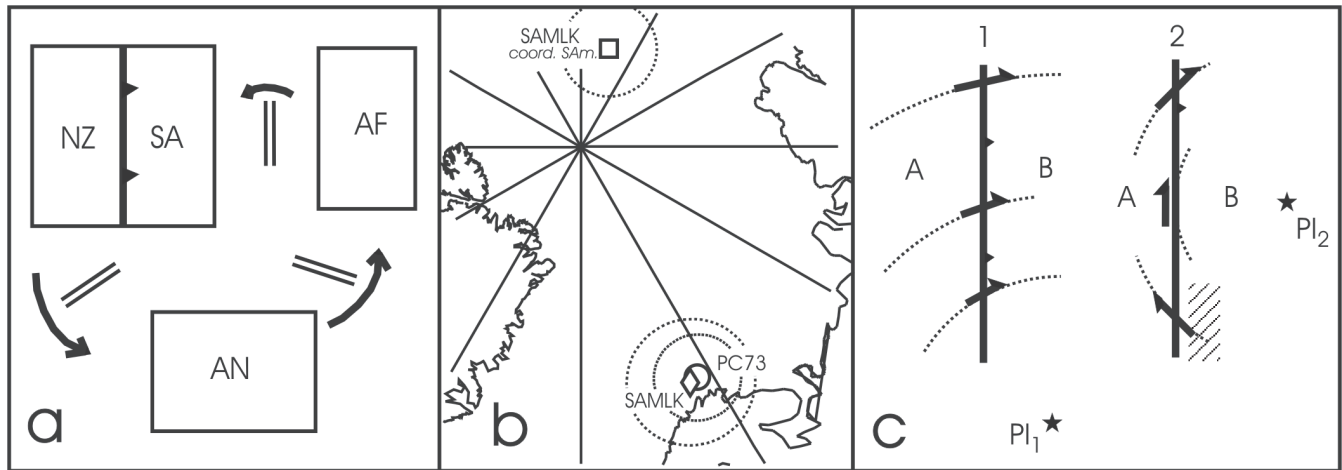


Figura 1: a) ejemplo de la suma de reconstrucciones a través de un circuito de placas separadas por dorsales para determinar las reconstrucciones para un margen destructivo (NZ-AN + AN-AF + AF-SA = NZ-SA). b) El cuadrado indica la posición del polo paleomagnético para el Cretácico Tardío de América del Sur en coordenadas sudamericanas; el círculo la posición del polo paleomagnético para el Pacífico (73 Ma) en coordenadas pacíficas; el rombo es la posición adquirida por el polo sudamericano luego de su transferencia a coordenadas pacíficas utilizando la reconstrucción 72 Ma de Sudamérica al Pacífico determinada en el trabajo. El excelente ajuste entre ambos polos luego de la rotación avala la reconstrucción determinada. c) efectos de la posición de los polos de intervalo (PI) en la convergencia en el margen de las placas A y B. A la izquierda el PI₁ admite convergencia en toda la extensión del margen. Nótese los cambios en velocidad (menor hacia el polo) y dirección de convergencia. A la derecha, PI₂ admite convergencia en la parte norte del margen y predice divergencia entre A y B en la parte sur, en el ejemplo la divergencia se acomoda mediante extensión (ej. cuenca marginal) en la placa superior (rectángulo rayado).

Metodología

Los movimientos relativos entre dos placas que comparten un margen destructivo se determinan sumando reconstrucciones a través de un circuito de placas limitadas por márgenes constructivos (ej. Fig. 1a). Así se hizo para estimaciones anteriores del movimiento relativo entre Nazca (Farallón) y América del Sur (ej. el circuito Nazca (Farallón)-Pacífico-Antártida-África-Sudamérica en Pardo Casas y Molnar 1987). Nueva información disponible en la actualidad permite recalcular estas reconstrucciones a través de circuitos más directos y/o completos. Nosotros utilizamos el circuito Nazca - Antártida - África - Sudamérica para las reconstrucciones que siguen las anomalías de fondo oceánico 3 (4,9 Ma), 5 (10,8 Ma) y 5C (16 Ma); mientras que las reconstrucciones para los tiempos de las anomalías 8 (25,8 Ma), 10 (28,3 Ma), 13 (33 Ma), 18 (39,6 Ma), 21 (47 Ma), 25 (56,1 Ma), 31 (67,7 Ma) y 32 (72 Ma) utilizan el circuito Farallón - Pacífico - Bellinghausen (solamente en tiempos de anomalías 31 y 32) - Antártida Occidental (solamente en tiempos de anomalías 10, 13, y 18) - Antártida Oriental - África - Sudamérica. Con excepción del par Pacífico-Farallón, todas las reconstrucciones utilizadas en el circuito resultan de estudios recientes sobre la evolución de la litósfera oceánica en el hemisferio sur. Por otra parte, no conocemos información disponible para ensayar reconstrucciones más antiguas que 72 Ma. Las edades de las anomalías de fondo oceánico se asignaron de acuerdo a la escala de tiempo de Cande y Kent (1995). No obstante, al final del cuadro 1 se muestran las diferencias en la velocidad de convergencia que surgen de reemplazar la escala de Cande y Kent (1995) por la de Gradstein *et al.* (2004).

Uno de los principales problemas para determinar los parámetros de la convergencia en el margen occidental de Sudamérica radica en la pobre determinación de anomalías de fondo oceánico más viejas que el Oligoceno, y la falta total de corteza oceánica más vieja que el Eoceno, en la placa de Nazca. Existe un amplio consenso en que los polos de Euler publicados para reconstrucciones Farallón-Pacífico describen correctamente la dirección del movimiento relativo entre estas placas (Corrêa Rosa y Molnar 1988, Cande y Haxby 1991). La principal incertidumbre, entonces, reside en el ángulo de rotación a aplicar en las reconstrucciones Farallón-Pacífico. Una alternativa ante esta incertidumbre es asumir expansión simétrica en la dorsal Pacífico-Farallón durante el Cenozoico Temprano (ej. Pardo Casas y Molnar 1987).

Nuestras reconstrucciones para tiempos correspondientes a la anomalía 18 (39,6 Ma) y más antiguos siguen la premisa de expansión simétrica en la dorsal Farallón-Pacífico. Cande y Haxby (1991) identificaron anomalías magnéticas del Eoceno en las proximidades de la costa de Chile central (placa de Nazca), y a partir de esto mostraron que las reconstrucciones basadas en la hipótesis de expansión simétrica producen un ajuste aceptable entre estas anomalías detectadas en Nazca y sus conjugadas en la placa Pacífico. Esta observación indica que la hipótesis de expansión simétrica Pacífico-Farallón conduce a reconstrucciones aceptables hasta los 47 Ma (anomalía 21). El impacto que podría tener la expansión asimétrica en la dorsal Farallón-Pacífico sobre las reconstrucciones Farallón-América del Sur se estimó asumiendo 30% de expansión asimétrica en aquella dorsal durante el Cretácico Tardío - Paleoceno. El valor de asimetría asumido es superior al más alto observado en dorsales oceánicas para interva-

Cuadro 1. Nazca (Farallon)- América del Sur. Predicciones de acimut y velocidad de convergencia promedio para los intervalos de tiempo y las localidades del borde occidental de los Andes indicadas. Se indica también la variación en la velocidad de convergencia que surge cuando las edades se refieren a la escala de tiempo de Gradstein *et al.* (2004). El acimut de la convergencia para el intervalo 47-56 Ma es discordante y podría reflejar determinación ineficiente del polo de rotación (véase texto principal). ? indica que las reconstrucciones predicen divergencia entre Farallon y Sudamérica (véase texto principal). s/c: sin cambios.

Lat. 7°S Long 278°E			Lat. 12°S Long 280°E			Lat. 17°S Long 285°E		
inter. (Ma)	Acim. (°E)	veloc.(cm/yr)	inter. (Ma)	Acim. (°E)	veloc.(cm/yr)	inter. (Ma)	Acim. (°E)	veloc. (cm/yr)
0-5	78,3	7,3	0-5	77,7	7,5	0-5	75,7	7,7
5-11	83,6	10,3	5-11	82,9	10,6	5-11	80,8	10,8
11-16	85,8	12,0	11-16	85,0	12,3	11-16	82,9	12,5
16-26	81,4	12,9	16-6	80,7	13,4	16-26	78,5	13,7
28-33	58,1	8,8	28-33	57,1	8,3	28-33	56,9	7,5
33-40	62,7	9,0	33-40	62,1	8,6	33-40	62,2	7,9
40-47	59,4	9,0	40-47	58,6	8,7	40-47	58,3	8,0
47-56	87,6	8,0	47-56	89,7	7,2	47-56	96,6	6,3
56-68	49,0	5,6	56-68	48,8	4,8	56-68	43,8	3,7
68-72	35,0	4,4	68-72	26,4	3,7	68-72	15,1	2,5

Lat. 22°S Long 289°E			Lat. 27°S Long 288°E			Lat. 32°S Long 287°E		
inter. (Ma)	Acim. (°E)	veloc. (cm/año)	inter. (Ma)	Acim. (°E)	veloc. (cm/año)	inter. (Ma)	Acim. (°E)	veloc. (cm/año)
5-11	79,3	10,9	5-11	79,7	10,9	5-11	80,0	10,8
11-16	81,3	12,6	11-16	81,7	12,6	11-16	82,1	12,6
16-26	76,8	13,9	16-26	77,3	13,9	16-26	77,7	13,9
28-33	55,9	6,7	28-33	47,2	6,3	28-33	47,2	5,8
33-40	61,8	7,2	33-40	58,6	6,6	33-40	54,7	6,1
40-47	57,4	7,4	40-47	54,4	6,9	40-47	50,9	6,5
47-56	104,2	5,4	47-56	105,5	4,4	47-56	107,9	3,3
56-68	38,4	2,6	56-68	19,3	2,3	56-68	?	?
68-72	?	?	68-72	?	?	68-72	?	?

Lat. 37°S Long 285°E			Lat. 42°S Long 285°E			Escala de Tiempo Gradstein <i>et al.</i> (2004)	
inter. (Ma)	Acim. (°E)	veloc. (cm/año)	inter. (Ma)	Acim. (°E)	veloc. (cm/año)	dif. veloc. (%)	
0-5	75,7	7,7	0-5	75,4	7,6	0-5	s/c
5-11	80,8	10,6	5-11	80,5	10,4	5-11	s/c
11-16	82,9	12,4	11-16	82,7	12,1	11-16	s/c
16-26	78,5	13,8	16-26	78,4	13,5	16-26	+ 4 %
28-33	41,3	5,5	28-33	34,8	5,0	28-33	+ 6 %
33-40	49,6	5,6	33-40	44,1	5,1	33-40	+ 14 %
40-47	46,5	6,1	40-47	41,7	5,6	40-47	+ 3 %
47-56	109,2	2,2	47-56	126,2	1,2	47-56	- 17 %
56-68	?	?	56-68	?	?	56-68	+ 4 %
68-72	?	?	68-72	?	?	68-72	+ 2 %

los del orden de los 10 Ma (como los resueltos por nuestras reconstrucciones) entre el Cretácico Tardío y el Presente (Müller *et al.* 1998).

El circuito de placas utilizado incorpora a la placa de Bellinghausen, que se encontraba entre las placas Pacífico

y la Tierra de Marie Byrd (Antártida Occidental) en tiempos Cretácico Tardío - Paleoceno Temprano (Cande *et al.* 1995, Heinemann *et al.* 1999). Las reconstrucciones que resuelven el movimiento relativo entre las placas Pacífico y Bellinghausen también asumen expansión simétrica

(Joan Stock en Larter *et al.* 2002). En este caso, la disponibilidad de polos paleomagnéticos confiables del Cretácico Tardío de América del Sur (85-65 Ma, Somoza, 2002, Somoza y Tomlinson 2002, SAK en Fig. 1b) y del Pacífico (73 Ma, Petronotis y Gordon 1999, PC73 en Fig. 1b) permitió examinar el circuito parcial Pacífico-América del Sur mediante una reconstrucción para 72 Ma (anomalía 32). El solapamiento entre los paleopolos luego de aplicar la reconstrucción (Fig. 1b) indica que ésta tiene buena resolución.

Las reconstrucciones Nazca - América del Sur utilizadas en el trabajo corresponden a las publicadas por Somoza (1998). En este caso, los parámetros de convergencia para los intervalos comprendidos entre 26 y 11 Ma publicados por Somoza (1998) se promediaron a los efectos de suprimir variaciones de segundo orden cuyo origen no está resuelto (véase discusión en Somoza 1998), lo que permite destacar aún más las principales diferencias entre el Neógeno y el Paleógeno.

Si bien nuestros resultados señalan las mismas generalidades que fueron establecidas en estudios anteriores (ej. Pilger 1984, Pardo Casas y Molnar 1987), la incorporación de nueva información permite reconocer algunas diferencias cuando se observa en detalle. Mediante un análisis comparativo pudimos verificar que la principal fuente de estas diferencias reside en las reconstrucciones África - América del Sur y Pacífico - Antártida. Las reconstrucciones que utilizamos para estos pares de placas provienen de nuevos relevamientos geofísicos en el Atlántico y el Pacífico (Cande *et al.* 1988, Cande *et al.* 1995), lo que las hace más completas y precisas, en ocasiones resolviendo incertidumbres que padecían las antiguas reconstrucciones entre estas placas. Adicionalmente, y a diferencia de trabajos anteriores, nuestro estudio considera la sustancial mejora alcanzada recientemente en el conocimiento de la interrelación entre las placas de Bellinghausen, Pacífico y Antártida Occidental durante el Cretácico Tardío - Paleoceno temprano (Cande *et al.* 1995, Heinemann *et al.* 1999, Larter *et al.* 2002), y la resolución del movimiento relativo entre Antártida Occidental y Antártida Oriental durante el Eoceno y el Oligoceno tardío (Cande *et al.* 2000). Por otra parte, en esta contribución se presentan por primera vez estimaciones de los parámetros de convergencia entre las placas Aluk y Sudamérica para tiempos Cretácico Tardío y Paleoceno.

Subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk

El cuadro 1 presenta la *dirección* y la *velocidad media* de convergencia entre América del Sur y las placas Nazca (Farallón) para intervalos de tiempo discretos limitados por las anomalías usadas para determinar las reconstrucciones. La dirección de convergencia para un intervalo queda definida por la posición de un polo de Euler (aquí llamado «polo de intervalo») que describe la rotación de la placa oceánica hacia Sudamérica durante el mismo intervalo (ej. Fig. 1c). No se producen variaciones importantes en la dirección de convergencia en tanto estos polos de rotación no cambien significativamente su posición, lo

cual en general responde a reorganizaciones mayores en el sistema de placas. Durante cada intervalo, la convergencia en localidades del borde de placa puede visualizarse aplicando una rotación según el correspondiente «polo de intervalo», donde la tangente al sector circular descrito por la rotación define el acimut de la convergencia en la localidad (Fig. 1c). La velocidad de convergencia, por su parte, queda ilustrada por su valor medio para cada intervalo. No es posible describir de una manera más detallada la evolución de la velocidad de convergencia debido a que no se cuenta con registro continuo de las anomalías de fondo oceánico a través de todo el circuito de placas, por lo cual es posible que existan fluctuaciones no detectadas dentro y entre los intervalos utilizados para el análisis. En todo caso, el *valor medio* de la velocidad de convergencia para cada intervalo (Cuadro 1; área definida entre la curva y dos edades consecutivas en la Fig. 2) es invariable e independiente de los valores medios correspondientes a los intervalos adyacentes.

La historia de la convergencia en el margen occidental de América del Sur puede dividirse en tres etapas que aproximadamente corresponden al Cenozoico Tardío, Eoceno medio-Oligoceno, y Cretácico Tardío-Paleoceno. La etapa del más joven (26-0 Ma) está dominada por la subducción de la placa de Nazca en la mayor parte de la trinchera, y de Antártida (no analizada en este trabajo) en la parte más austral del continente. Durante esta etapa, los «polos de intervalo» de las rotaciones Nazca-Sudamérica están localizados cerca de la costa de la Tierra de Wilkes en Antártida Oriental, y por lo tanto describen una convergencia ligeramente oblicua en localidades del margen andino. El inicio de la etapa se caracteriza por un fuerte incremento en la velocidad de convergencia, cuando esta alcanzó los valores más altos conocidos para el Cenozoico, para luego decrecer en los últimos 10 millones de años (Fig. 2). Mediciones cinemáticas en base al Sistema de Posicionamiento Global (GPS) indican que la velocidad de convergencia continúa decreciendo en el presente (ej. Norabuena *et al.* 1999).

La etapa 47-28 Ma corresponde a la subducción dominante de la placa Farellón, aunque es posible que en los tiempos más tempranos de la etapa haya entrado en subducción otra placa en la parte más austral del continente (véase abajo). Los «polos de intervalo» de la etapa se ubican en el océano Atlántico, un poco al este de las islas Sandwich del Sur, lo que determina una dirección de convergencia más oblicua que la correspondiente a la etapa más joven descrita arriba (Fig. 3b). La etapa 47-28 Ma se caracteriza por una velocidad media de convergencia relativamente estable (ej. Fig. 2), con magnitudes similares a las del último intervalo de la etapa más joven (Fig. 2, Tabla 1). El comienzo de la etapa 47-28 Ma es contemporáneo con una profunda reorganización de placas en el sudeste del Pacífico (Cande *et al.* 1982), que también condujo al inicio de la subducción de la placa Pacífico en el este de Australia (ej. Müller *et al.* 2000). El final de la etapa coincide con la ruptura de la placa Farallón dando origen a las placas de Nazca y Cocos (Herron y Heitzler 1967). Cabe mencionar que nuevas interpretaciones

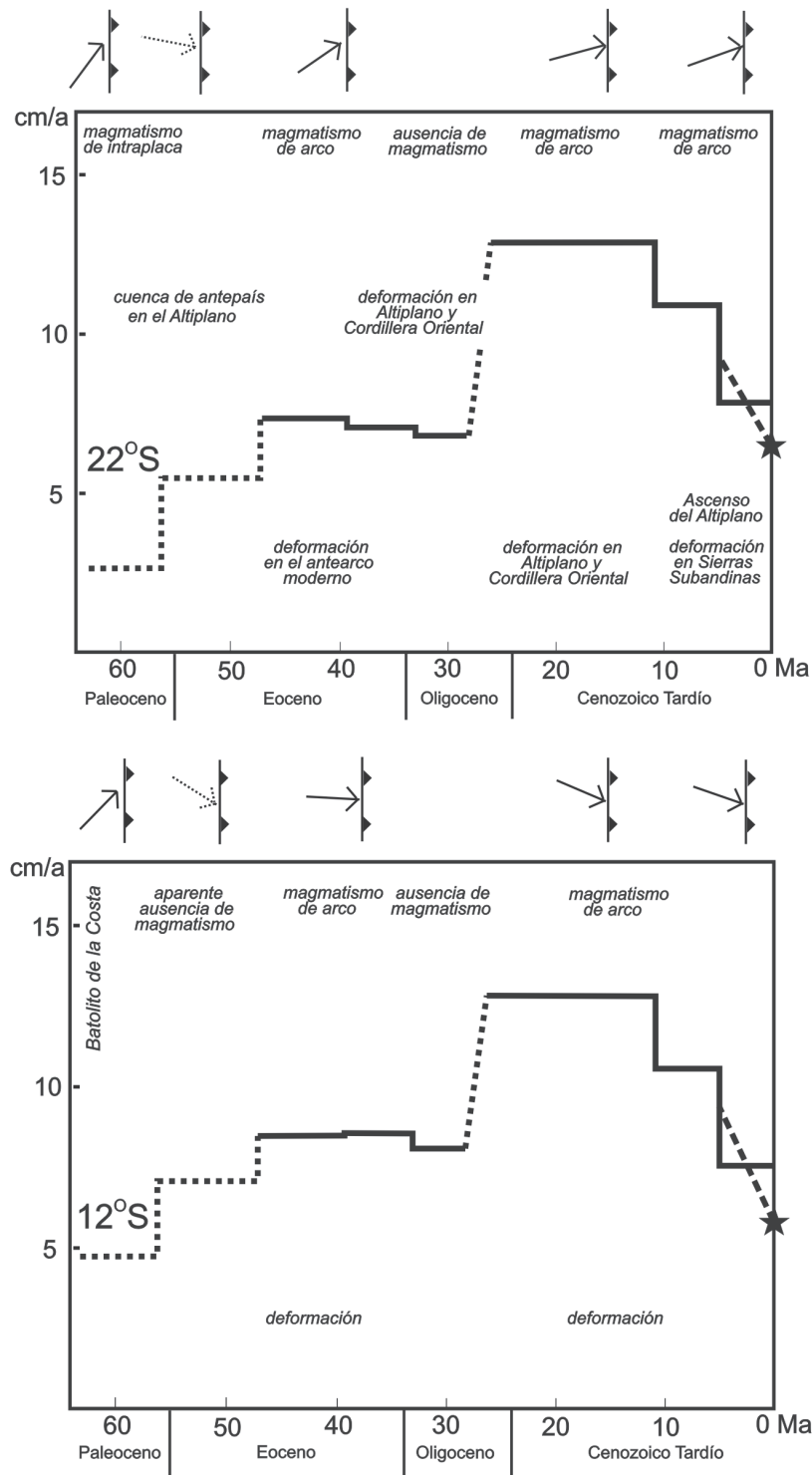


Figura 2: Historia de la convergencia cenozoica entre Nazca (Farallón) y América del Sur observada en la latitud 22°S (norte de Chile, arriba) y 12°S (Perú central, abajo). Se ilustra el promedio de la velocidad de convergencia para cada intervalo, los parámetros para el Cenozoico Temprano utilizando la premisa de expansión simétrica en la dorsal Farallón-Pacífico (véase metodología). No es posible determinar el camino que describe el cambio en la convergencia entre 26 y 28 Ma. Las líneas punteadas en las etapas más antiguas reflejan la incertidumbre derivada de los cambios en la convergencia predicha y la falta de registros en la placa de Nazca para verificar estos cambios (véase metodología). La estrella indica la velocidad instantánea medida mediante GPS (Norabuena *et al.* 1999). La línea rayada el intervalo más joven presenta una evolución de velocidad de convergencia alternativa que satisface la medición instantánea y el valor promedio entre 4,9 y 0 Ma, nótese que el área debajo de ambas curvas es la misma. En la parte superior del diagrama se muestra la dirección de convergencia predominante de Nazca (Farallón) hacia Sudamérica (fija) para cada intervalo. Las leyendas indican las principales características de la evolución tectónica andina en esas latitudes. Nótese que las reconstrucciones son compatibles con subducción de Farallon en Perú durante el Paleoceno (véase también Figs. 3c, d).

(Lonsdale, 2005) sugieren una edad más joven (23 Ma) que la comúnmente asumida para la ruptura de Farallón, en cuyo caso los cambios del Oligoceno tardío en la cinemática Farallón-Sudamérica estarían entre los eventos antecesores de la ruptura de Farallón.

A diferencia de las condiciones relativamente estables que prevalecieron durante cada una de las etapas más jóvenes, las reconstrucciones sugieren que la etapa más antigua (72-47 Ma) estuvo dominada por cambios importantes en la zona de subducción. Los «polos de intervalo» de esta última etapa se ubican en latitudes cada vez más bajas cuanto más antigua es la reconstrucción, prediciendo divergencia entre Farallón y Sudamérica en las zonas del margen andino ubicadas en latitudes más altas que la del correspondiente «polo de intervalo» (ej. Fig. 1c). Esta observación es independiente de las reconstrucciones adoptadas para el circuito de placas, y también parece ser independiente de la hipótesis de expansión simétrica en la dorsal Pacífico-Farallón, por lo tanto sugerimos que es una característica real de la cinemática del margen occidental de América del Sur entre aproximadamente los 72 y los 47 Ma. Sin considerar el margen de error, el resultado analítico admite cualquiera de tres respuestas tectónicas posibles: 1) que la divergencia acomoda extensión en la placa superior (ej. Fig. 1c), alternativa que no se considera debido a que no se han detectado evidencias de tectónica extensional importante en el registro geológico de estos tiempos; 2) que la divergencia se resuelva por extensión intraoceánica, lo que llevaría a la generación de microplacas oceánicas entre Farallón y Sudamérica, alternativa que agrega complejidades, y donde las nuevas dorsales inexorablemente deberían de haber sido subducidas en el margen durante la evolución posterior del sistema, lo que deriva en un cuadro similar a la alternativa más simple que se menciona a continuación; 3) que otra(s) placa(s) oceánica(s) haya(n) entrado en subducción en gran parte del margen chileno durante el Cretácico Tardío - Paleoceno (y por inferencia también en tiempos más antiguos). En base a la fábrica tectónica del sudeste del Pacífico, Cande y Leslie (1986) sugirieron que el límite de placa Aluk-Farallón habría interceptado la trinchera en el centro a norte de Chile durante el Paleógeno temprano, y que la triple unión habría migrado hacia el sur. Esta observación independiente es consistente con la tercera de las opciones enunciadas arriba para resolver divergencia entre Farallón y Sudamérica en la parte sur de la trinchera sudamericana. La discusión que sigue contempla esta última alternativa, y de acuerdo con la paleogeografía del sudeste del Pacífico, la placa candidata a considerarse es la de Aluk (Phoenix).

El polo de rotación para el intervalo 56-47 Ma se ubica en el Pacífico, cerca, pero al oeste, de la trinchera en latitudes de la Península de Taitao. Esta posición respecto a la trinchera (al oeste) determina una oblicuidad de convergencia completamente diferente (a opuesta) a la del resto de las reconstrucciones Cretácico Tardío - Reciente (Fig. 3c, Cuadro 1). Pardo Casas y Molnar (1987) obtuvieron un resultado similar para este intervalo (su figura 4h), lo que sugiere una fuerte influencia de la reconstrucción

Pacífico-Farallón correspondiente (la única en común a ambos trabajos). La dirección de convergencia predicha para este intervalo no cambia luego de considerar 30 % (ó también 50 %) de expansión asimétrica en la dorsal Pacífico-Farallón.

Los polos de rotación obtenidos para los intervalos 56-68 Ma y 68-72 Ma, en cambio, se ubican en el continente (i.e. al este de la trinchera), lo cual predice oblicuidades más parecidas a las de etapas más jóvenes. Como se mencionó arriba, estos polos se ubican cada vez más al norte cuanto más antiguo es el intervalo. En una inspección evolutiva, la migración de los «polos de intervalo» hacia latitudes cada vez más altas indica una reducción progresiva del segmento del margen donde la reconstrucciones predicen divergencia entre Farallón y Sudamérica, es decir de la zona donde no habría habido subducción de Farallón (véase ejemplo en Fig. 1c). Estos segmentos del límite de placas, donde las reconstrucciones predicen divergencia entre Farallón y Sudamérica, corresponden a la extensión mínima de la trinchera Aluk-Sudamérica durante cada intervalo (cabe mencionar que no contamos con estimaciones del error en el resultado para ajustar analíticamente esta observación). Asimismo, la migración hacia el sur de los «polos de intervalo» sugiere una migración hacia el sur de la triple unión Farallón-Sudamérica-Aluk, posiblemente con una velocidad no menor a los 20 cm/año. La naturaleza de esta triple unión habría variado entre trinchera-dorsal-trinchera y trinchera-falla-trinchera. Dependiendo de la geometría del límite de placa Farallón-Aluk (imposible de especular cual), es posible que distintos segmentos de este límite de placa hayan entrado en subducción al mismo tiempo en diferentes zonas de la trinchera.

Las reconstrucciones predicen que durante la etapa 72-47 Ma ocurrieron las velocidades de convergencia Farallón-Sudamérica más bajas de la historia presentada en este trabajo. No obstante, debe notarse que aparentemente hubo un incremento gradual de la velocidad durante la etapa, hasta alcanzar el valor relativamente constante que caracteriza a la etapa inmediatamente más joven (Fig. 2, Cuadro 1).

Los resultados descriptos no cambian sustancialmente bajo la hipótesis de un 30 % de expansión asimétrica en la dorsal Farallón-Pacífico. Una supuesta expansión asimétrica favoreciendo a la placa Pacífico (Pacífico creciendo más rápido que Farallón) aumenta el contraste que se observa entre los intervalos 72-56 Ma y aquellos más jóvenes. En cambio, la hipótesis de un 30% de expansión asimétrica a favor de Farallón conduciría a la posibilidad de un límite de placa más extenso entre Farallón y América del Sur durante los intervalos más antiguos (ej. Fig. 3d vs. Fig. 3e). De todas maneras, aún considerando esta última posibilidad, la placa Farallón no habría sido subducida en la parte sur del continente (Fig. 3e).

La placa del Pacífico contiene una porción de litósfera oceánica del Cretácico Tardío - Paleógeno temprano generada en la dorsal Pacífico-Aluk (Cande *et al.* 1982). La fábrica tectónica de este fragmento de litósfera permite evaluar la cinemática Pacífico-Aluk para aquellos tiempos, y por inferencia la cinemática contemporánea de Aluk-Antártida (DeMets en Gordon y Jurdy 1986, McCarron y Larter 1998), lo que permite ensayar una es-

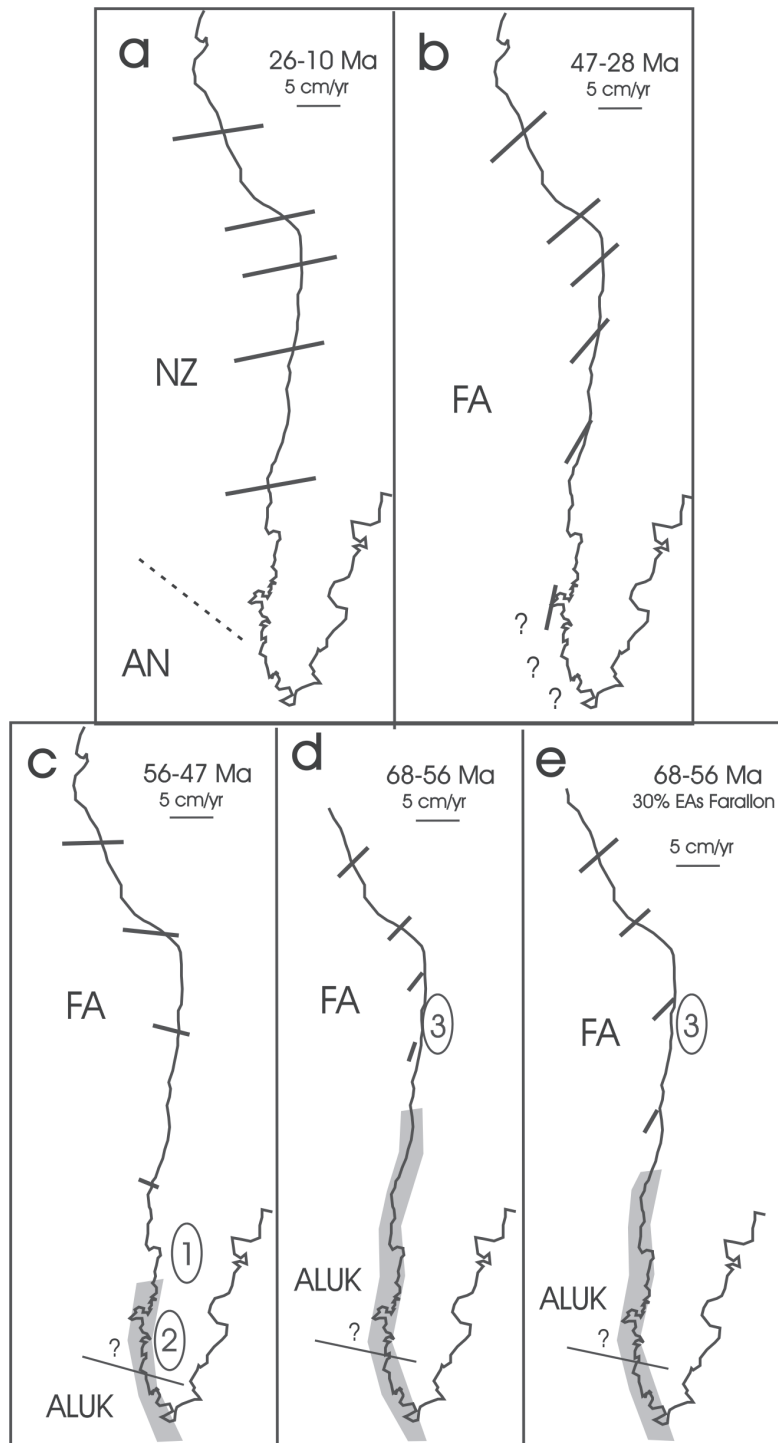


Figura 3: Dirección de convergencia entre las placas de Farallón (FA) y América del Sur para algunas de las etapas e intervalos del Cenozoico discutidos en el texto. **b**, **c**, y **d** provienen de reconstrucciones que consideran expansión simétrica en la dorsal Pacífico-Farallón; **e** muestra el resultado de considerar 30% de expansión asimétrica (a favor de Farallón) durante el Paleoceno (véase discusión en el texto principal). Las barras muestran la dirección y la velocidad (véase escala) de la convergencia. La línea gruesa sombreada indica la extensión mínima que habría tenido la trinchera Aluk-Sudamérica para cada intervalo. Se muestra también la dirección y velocidad de convergencia entre Aluk y el extremo sur de Sudamérica, de acuerdo a los únicos datos disponibles sobre la cinemática de Aluk en el Paleógeno (DeMets, en Gordon y Jurdy 1986, McCarron y Larter 1998). **1** indica los afloramientos de rocas volcánicas eocenas con afinidades de arco en el norte de Patagonia (Rapela *et al.* 1988). **2** indica los afloramientos de basaltos eocenos con afinidades intraplaca en el sur de Patagonia (ej. Ramos y Kay 1992). **3** indica la región con magmatismo paleoceno con características de intraplaca en el norte de Chile (Cornejo y Matthews 2000). Por otra parte, el margen peruano fue dominado por magmas calcoalcalinos con afinidades de arco durante la mayoría del tiempo involucrado en las figuras (Soler y Bonhomme 1992).

timación de la cinemática Aluk-Sudamérica a través de Antártida. Durante el Cretácico Tardío – Paleoceno, la convergencia entre Aluk y Sudamérica habría sido rápida, del orden de los 10 cm/año en el extremo austral del continente, lo que sugiere que en aquellos tiempos había un fuerte contraste de velocidades de convergencia en la zona de la triple unión Farallón-Sudamérica-Aluk, con velocidad lenta al norte y rápida al sur de la triple unión. La dirección de convergencia Aluk-Sudamérica habría sido cercana al E-O (¿ESE-ONO?), lo cual es consistente con una orientación SO-NE de la dorsal Aluk-Farallón, como había sido predicho por Cande y Leslie (1986). Esta configuración y el contraste de velocidades de convergencia a ambos lados de la triple unión sugieren que la edad de la corteza oceánica que entraba en subducción debería crecer más rápido hacia el norte que hacia el sur de la triple unión. De todas maneras, la proximidad de la dorsal señala subducción de litósfera oceánica joven en extensos segmentos del margen. Cabe destacar que la dirección y la velocidad de convergencia estimadas para Aluk-Sudamérica son similares a las estimaciones de dirección y velocidad de convergencia entre Aluk y la Tierra de Marie Byrd (Antártida Occidental) durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (McCarron y Larter 1998), lo que cual es consistente con la paleogeografía de la región.

Correlación entre la convergencia de placas y eventos tectónicos en la placa superior

Si bien nuestras reconstrucciones sugieren que una triple unión habría migrado hacia el sur durante el Cretácico Tardío – Paleógeno temprano, las evidencias de subducción de una dorsal sísmica durante esos tiempos no son obvias en el registro geológico de la placa superior. La aparente falta de evidencias claras puede ser atribuida a que i) la subducción de una dorsal sísmica no siempre produzca un efecto sustancialmente diferente al de subducción de litósfera oceánica normal, ii) posible enmascaramiento parcial o total de las evidencias por la actividad tectónica más joven, iii) como se mencionó arriba, los datos sugieren que la migración de la dorsal fue rápida, lo que podría resultar en que cualquier registro del magmatismo y deformación asociados se observe como un evento aparentemente simultáneo en una extensa porción del margen. Sin embargo, y a pesar de este panorama complejo, algunos rasgos del magmatismo y la deformación del Cretácico Tardío – Eoceno han sido atribuidos explícitamente a subducción de litósfera oceánica «anormal».

Soler *et al.* (1989) sugirieron que la ausencia de registro magmático y la ocurrencia de deformación durante el Campaniano-Maastrichtiano en el sur de Perú podrían estar relacionadas con la colisión de un plateau oceánico. Nuestros resultados permiten considerar la posibilidad de que estas manifestaciones tectónicas correspondan a la subducción de la dorsal Aluk-Farallón.

Más al sur, Cornejo y Matthews (2000) informaron sobre la presencia de volcanismo de tipo intraplaca en el Paleoceno del norte de Chile, agregando que estas mani-

festaciones volcánicas apuntan a magmas derivados de la fusión del manto subcontinental con poca influencia de subducción. Si bien estas condiciones podrían ser relacionadas con una baja velocidad de subducción de Farallón, el magmatismo de tipo intraplaca en zonas de subducción también es reconocido como producto de subducción de dorsales (ej. Hole *et al.* 1991, Beitsprecher *et al.* 2003, Farris *et al.* 2004). Este magmatismo sucedió a una fase de características compresivas de edad cercana al límite Cretácico-Terciario (Cornejo y Matthews 2000). Las características particulares de este evento compresivo llevaron a Cornejo y Matthews (2003) a proponer que su origen estaría relacionado con subducción de una dorsal oceánica. Las reconstrucciones permiten considerar a la subducción de la dorsal Farallón-Aluk en relación con ambos procesos: la deformación como primera respuesta a la onda de «colisión» y el magmatismo de tipo intraplaca como evento posterior.

Tal como fuera predicho por Cande y Leslie (1986), las reconstrucciones sugieren que la triple unión arribaba a latitudes de los Andes Patagónicos entre el Paleoceno tardío y el Eoceno temprano. Ramos y Kay (1992) sugirieron que el volcanismo de tipo intraplaca del Eoceno de esta región (Basalto Posadas) está asociado con la subducción de la dorsal Farallón-Aluk. Ramos (2005) expandió esta discusión sumariando las evidencias de deformación Paleoceno - Eoceno entre las latitudes 47°S y 51°S, y remarcando la inexistencia de arco magmático asociado a esta deformación. Contemporáneamente a las erupciones del Basalto Posadas, la región correspondiente al Macizo Norpatagónico registró volcanismo calcoalcalino (Rapela *et al.* 1988), el que según nuestras reconstrucciones podría estar relacionado con subducción de Farallón al norte de la región ocupada por el Basalto Posadas.

La interpretación más simple de la evolución del SE del Pacífico en base a la fábrica tectónica allí preservada (ej. Fig. 1 en Cande *et al.* 1982) sugiere que la dorsal Aluk-Farallón fue consumida totalmente bajo la Patagonia Austral durante el Paleógeno. La subducción completa de esta dorsal implica el arribo de la triple unión Farallón-Antártida-Aluk al margen continental, y con esto el inicio de la subducción (no necesariamente en forma simultánea) de las dorsales Antártida-Farallón y Antártida-Aluk en la misma región donde previamente había sido consumida la dorsal Aluk-Farallón. A partir de este evento, la triple unión Antártida-Farallón-Sudamérica migró hacia el norte durante el Neógeno, hasta alcanzar su posición actual en la península de Taitao. Por su parte, la triple unión que involucró a la dorsal Antártida-Aluk experimentó una historia más compleja debido a la evolución de la microplaca de Scotia. Tres secciones prácticamente inactivas de esta última dorsal se preservan al SO de la fractura de Shackleton. Entonces, si no existió una evolución más compleja (imposible de analizar debido a la ausencia de registro de fondo oceánico), la subducción de la dorsal Farallón-Aluk se habría completado en algún momento del Eoceno (¿Oligoceno?) (véase también Barker 1982, Cande y Leslie 1986, Barker y Dalziel 1991) en alguna localidad de los Andes Patagónicos. De ser así, la placa

Farallón nunca habría entrado en subducción en el eje del embahamiento definido por Sudamérica y la Península Antártica, que corresponde a la región donde evolucionó la faja plegada y corrida fueguina durante el Paleógeno.

Durante la etapa Eoceno medio-Oligoceno tardío la evolución del margen estuvo ampliamente dominada por la subducción de la placa Farallón. La velocidad de convergencia en esos tiempos fue moderada, nuestros resultados no indican los picos de rápida convergencia ni los intervalos de baja velocidad establecidos en estudios anteriores (ej. Pardo Casas y Molnar 1987).

La evolución de los Andes de Ecuador y Colombia durante el Cretácico Tardío - Paleógeno está relacionada con acreciones de arcos de islas y de cuencas marginales (ej. Feininger y Bristow 1980, Mégard 1989, Ramos y Aleman 2000). En cambio, la evolución tectónica durante la etapa oligoceno tardía – reciente en casi toda la extensión de los Andes está relacionada solamente con la subducción de la placa de Nazca. Durante esta etapa se formaron los Andes modernos y en este contexto ocurrió el levantamiento del plateau andino central. En general, la historia de la convergencia durante el Oligoceno tardío – Reciente muestra una buena correlación con las dos etapas evolutivas de los Andes Centrales modernos propuestas por Isacks (1988) (véase también Gubbels *et al.* 1993). El inicio de la etapa queda definido por un fuerte incremento en la velocidad y una rotación moderada de la dirección de convergencia en el Oligoceno tardío (Figs. 2 y 3). Las posibles relaciones entre la cinemática de la convergencia y la tectónica andina durante el Neógeno han sido discutidas en numerosos artículos. Entre estas relaciones queremos destacar dos aspectos de la tectónica de la placa superior que pueden resultar contrarios al pensamiento intuitivo: la ocurrencia de extensión asociada al incremento en la velocidad de convergencia en el Oligoceno tardío (Jordan *et al.* 2001), y el aumento de la velocidad de acortamiento horizontal asociado a la disminución de la velocidad de convergencia en los últimos diez millones de años (Hindle *et al.* 2002, Somoza *et al.* 2002). La discusión que sigue se basa en el movimiento relativo entre placas, donde velocidad de convergencia refiere a la velocidad relativa entre dos puntos, cada uno de ellos ubicado en el interior (estable) de una de las placas; mientras que la velocidad de subducción refiere a la velocidad relativa entre un punto ubicado en el interior de la placa inferior y otro ubicado en el borde de la placa superior (entre la trinchera y la zona de deformación) (ej. Royden 1993). En el apéndice se ofrece una discusión adicional sobre los modelos de plumas del manto que son aplicados para predecir el movimiento de las placas respecto al manto inferior («movimiento absoluto»).

Jordan *et al.* (2001) mostraron que localidades de la placa superior experimentaron extensión contemporánea con el aumento en la velocidad de convergencia que inaugura la etapa 26-0 Ma. Adicionalmente, Muñoz *et al.* (2000) mostraron que el magmatismo Oligoceno tardío-Mioceno temprano del centro-sur de Chile tiene poca afinidad con magmas típicos de subducción, y sugirieron que su génesis está asociada a procesos extensionales (véase también

Nyström *et al.* 2003). En estos trabajos se discuten posibles mecanismos capaces de producir extensión en la placa superior, y su magmatismo asociado, en respuesta a un incremento en la velocidad de convergencia (véase también Yañez y Cembrano 2004). En particular, Muñoz *et al.* (2000) señalan la posibilidad de un aumento en el ángulo de hundimiento de la losa, hipótesis que consideramos particularmente atractiva. El aumento en la velocidad de convergencia debió de producir un aumento proporcional en la velocidad de subducción, lo que implica un aumento en la velocidad de la losa debajo del antearco y arco, donde la losa se mueve con velocidades comparables a las de las placas. Esta situación produciría desestabilización del sistema de subducción debido a que es poco probable que la losa subducida con anterioridad al Mioceno (ahora en el manto a profundidad mayor que 100 km) reaccione acelerando su hundimiento para permitir subducción más rápida en la zona de antearco sin cambiar la geometría de la zona de Benioff. De hecho, a profundidades crecientes en el manto cobran creciente importancia en el hundimiento de la losa factores tales como estructura térmica, viscosidad relativa, resistencia a la cizalla, cambios de fase (gabro-eclogita), haciendo que la velocidad de hundimiento dependa cada vez más de la dinámica del sistema losa-manto y cada vez menos de la cinemática de la tectónica de placas. En esas condiciones es posible que la corteza oceánica que comienza a entrar en subducción a mayor velocidad tienda a «atropellar» a la losa más profunda que está evolucionado con la geometría de subducción previa. Una forma de solucionar esta falta de espacio podría ser mediante acortamiento, y la forma más efectiva de realizarlo es mediante el incremento progresivo del ángulo de subducción debajo de la región antearco-arco, que permite aumentar la cantidad de litósfera subducida bajo la misma distancia horizontal y en un mismo intervalo de tiempo. Este proceso es análogo al desarrollo de un sinclinal en la losa, con el limbo activo debajo del antearco-arco y el limbo pasivo (sin cambios en la geometría de subducción previa) en los sectores más profundos y entonces más adosados al manto continental. En casos extremos podría producirse una ruptura y bajocorrimiento, lo que a su vez podría conducir a una completa desconexión de los limbos y la formación de una ventana astenosférica. La opción opuesta, que la nueva losa (la «más rápida») desarrolle un ángulo de subducción más somero que el de la geometría previa, la llevaría a cabalgar a la losa más vieja («más lenta») y hacerla trabajar contra la gravedad antes de una inevitable ruptura. El aumento del ángulo de subducción bajo la región antearco-arco produce un aumento en la velocidad de rotación de la losa hacia el océano (*roll-back*), succionando el borde de la placa superior (Elsasser 1971) y así aumentando su velocidad hacia el océano en relación a sectores más distantes de la trinchera. Las manifestaciones extensionales detectadas por Jordan *et al.* (2001) para el Oligoceno tardío pueden ser atribuidas a este proceso. Asimismo, el mecanismo produciría descompresión y fusión parcial en el manto continental adyacente a la trinchera, con un posible desplazamiento hacia el oeste de la astenosfera y así un ensanchamiento

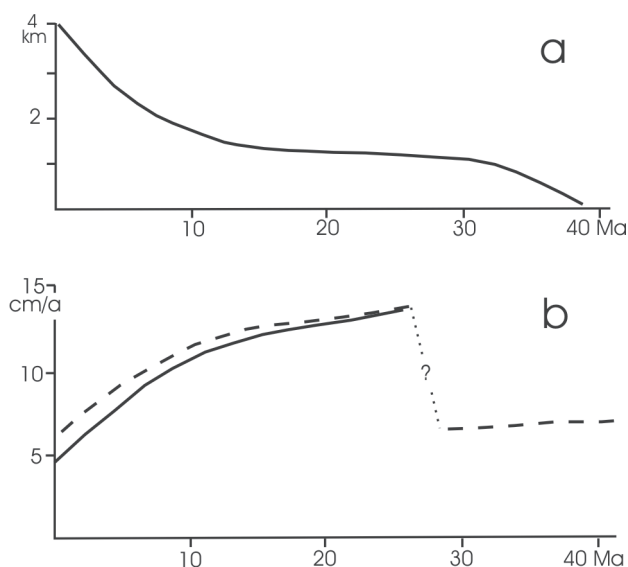


Figura 4: a) evolución de la topografía de los Andes Centrales desde el Eoceno medio (Gregory-Wodzicki 2000, Lamb y Davis 2003). b) evolución de la velocidad de convergencia (línea rayada) y subducción (línea continua) en la región de los Andes Centrales desde el Eoceno medio.

de la zona volcánica. Este mecanismo que proponemos para explicar el registro geológico Oligoceno tardío-Mioceno temprano en este sector de los Andes no pretende ser único. Probablemente, en mayor o menor grado, también hayan operado simultáneamente otro tipo de factores (ej. Jordan *et al.* 2001, Yañez y Cembrano 2004).

El decrecimiento de la velocidad de convergencia durante los últimos diez millones de años (Fig. 2) es contemporáneo con un aumento en la velocidad de acortamiento (Hindle *et al.* 2002, Somoza *et al.* 2002) y de la topografía (Isacks 1988) en los Andes Centrales. Esta relación inversa entre las velocidades de convergencia y acortamiento podría estar relacionada con uno o varios factores tales como procesos intrínsecos de la evolución del orógeno, variación en la velocidad absoluta de la placa superior, variación en el acople entre las placas (véase Hindle *et al.* 2002, Somoza *et al.* 2002, Yañez y Cembrano 2004). Una discusión sobre el primero de estos factores está fuera del alcance de este trabajo, y en el apéndice se expresa nuestra opinión sobre el alcance actual del segundo de ellos. Hindle *et al.* (2002) mencionan la posibilidad de que la mayor velocidad de acortamiento podría estar relacionada con un aumento del acople asociado a subducción de corteza oceánica progresivamente más joven. En cambio, Yañez y Cembrano (1994) sugieren que un aumento en el acople podría estar relacionado principalmente con el decrecimiento en la velocidad de convergencia. Nosotros estamos de acuerdo con estos últimos autores. El aumento en la velocidad de acortamiento de los Andes Centrales durante los últimos diez millones de años (entre 0,5 y 1 cm/a; Somoza *et al.* 2002) implica que la velocidad de subducción debió de disminuir aún más rápido que la

velocidad de convergencia. Esta importante disminución de la velocidad de subducción llevaría asociada una disminución de la temperatura originada por la fricción en la interfase entre las litósferas (Peacock 1996, Molnar y England, 1990, Hassani *et al.* 1997, van Hunen *et al.* 2000), y así un aumento en el acople mecánico en la zona de subducción, permitiendo de esta manera una transmisión más efectiva de los esfuerzos originados por la convergencia.

El aumento del acople mecánico en el contacto entre las litósferas adquiere más relevancia como mecanismo necesario para sostener la topografía de los Andes Centrales. Lamb y Davis (2003) atribuyen el acople que sostiene lateralmente al edificio montañoso andino central a la presencia, en este sector, de una trinchera casi vacía de sedimentos; y agregan que el menor relieve que muestran los Andes Patagónicos se debe a la presencia de grandes espesores de sedimentos estratificados que actúa como lubricante en la interfase, reduciendo así el acople mecánico entre las placas. El relleno de la trinchera depende del aporte de material, que a su vez depende de la erosión en las montañas, entonces el modelo de Lamb y Davis (2003) propone que la causa última del contraste topográfico a lo largo de la cordillera sería el clima, con relieve bajo asociado a trincheras repletas de sedimentos en regiones húmedas, y altas montañas asociadas a las trincheras hambreadas de las regiones áridas.

Sin embargo, indicadores de distinto origen señalan que la elevación del sistema montañoso andino central aumentó dramáticamente en los últimos diez millones de años (Fig. 4), mientras que el registro sedimentario del norte de Chile (por ejemplo) indica condiciones áridas durante todo el Neógeno, e incluso quizás desde el Mesozoico (Geoff *et al.* 2005; Hartley *et al.* 2005). Por lo tanto, el modelo de Lamb y Davis no sería tan efectivo para explicar temporalmente el levantamiento del orógeno. La disminución en la velocidad de subducción (Fig. 4) muestra mejor correlación temporal con el ascenso de los Andes Centrales. Sin embargo, la hipótesis de aumento en el acople mecánico asociado a la disminución de la velocidad de subducción requiere consideraciones adicionales para explicar porque los Andes Patagónicos no muestran un relieve semejante al que se observa en los Andes Centrales. Una posibilidad es que el acople en los Andes Patagónicos sea efectivamente menor debido a la presencia de sedimentos en el canal de subducción (Lamb y Davis 2003) o a la subducción de litósfera oceánica joven (Yañez y Cembrano 2004, Pose *et al.* 2005). Alternativamente, las enormes tasas de erosión en los Andes Patagónicos podrían haber evitado el desarrollo de un relieve mayor al observado (Hartley 2005); o quizás la litósfera patagónica, con rejuvenecimiento térmico debido a la fuerte tectónica extensional en el Mesozoico, sea menos resistente, y por ende menos apta para sostener esfuerzos horizontales que el cratón brasileño ubicado al este de los Andes Centrales.

Sumario

Reconstrucciones actualizadas han permitido establecer nuevos parámetros que describen los movimientos relativos entre América del Sur y las placas oceánicas de la cuenca del Pacífico durante el Cretácico Tardío – Reciente. La historia de la convergencia durante ese intervalo puede dividirse en tres etapas: 26-0 Ma, dominada por la subducción de la placa Nazca; 47-28 Ma, controlada por la subducción de la placa Farallón; y 72-47 Ma, época durante la cual fue subducida la placa Farallón en la parte norte de la trinchera y Aluk en la parte sur de ésta.

Las reconstrucciones para la etapa 72-47 Ma sugieren una migración de la triple unión Farallón-Sudamérica-Aluk desde el norte de Chile (¿sur de Perú?) hasta los Andes Patagónicos. Se presenta la hipótesis de que parte del registro tectónico Cretácico Tardío-Paleoceno del norte de Chile puede estar relacionado con el pasaje de la dorsal Farallón-Aluk. Las reconstrucciones sugieren que esta dorsal habría alcanzado la región Patagónica durante el Eoceno, en acuerdo con las predicciones de Cande y Leslie (1986) sobre la base de la fábrica tectónica del sudeste del Pacífico. Parte del registro tectónico Eoceno de la placa superior en esta región también puede estar relacionado con subducción de segmentos de dorsal (Ramos 2005).

El movimiento relativo entre Farallón y Sudamérica durante la etapa 72-47 Ma se caracteriza por un aumento progresivo de la velocidad de convergencia asociado a una rotación horaria de la dirección de convergencia. Por su parte, estimaciones del movimiento relativo entre Aluk y Sudamérica para el Cretácico Tardío – Paleoceno sugieren una convergencia relativamente rápida con una dirección cercana a E-O. Durante la etapa siguiente (47-28 Ma), en cambio, la subducción exclusiva de la placa Farallón ocurrió en condiciones de velocidad y dirección de convergencia prácticamente constantes.

La etapa más joven se caracteriza por una dirección de convergencia más o menos constante y rotada en sentido horario respecto a la etapa anterior, y por mostrar variaciones en la velocidad de convergencia durante su transcurso. Al inicio de la etapa se observa un abrupto incremento en la velocidad de convergencia. El aumento asociado en la velocidad de subducción podría haber aumentado el ángulo de subducción de la losa debajo del borde continental, mecanismo que puede explicar los registros de extensión y magmatismo con poca influencia de subducción para el Oligoceno tardío – Mioceno temprano en algunas localidades andinas. La velocidad de convergencia decreció significativamente durante los últimos diez millones de años, al mismo tiempo en que la elevación de los Andes Centrales aumentó dramáticamente. El decaimiento de la velocidad de subducción debe haber contribuido sustancialmente a aumentar el acople entre placas mediante la reducción de la temperatura de fricción en la interfase de la zona de subducción. Tal mecanismo permitiría una transmisión más efectiva de los esfuerzos originados por la convergencia, colaborando así con el soporte del enorme edificio montañoso

andino central.

Apéndice: sobre el alcance de los modelos de plumas del manto y el «movimiento absoluto» de Sudamérica

La hipótesis fijista de las plumas del manto es utilizada para estimar el movimiento de las placas respecto al manto inferior. Estos modelos se han aplicado, en ocasiones conjuntamente con paleomagnetismo, para estimar el «movimiento absoluto» de América del Sur y su posible relación con la evolución tectónica de los Andes (Somoza 1995, 1996, Silver *et al.* 1998, Yañez y Cembrano 1994). En particular, Silver *et al.* (1998) presentaron un esquema que no utiliza el vector de movimiento de Sudamérica respecto a las plumas sino la componente de ese vector paralela a la reconstrucción finita África-Sudamérica para 80 Ma. Esta simplificación, que ignora las variaciones en el movimiento relativo entre África y Sudamérica y la deriva de estas placas respecto al eje geográfico sugerida por los modelos de *hotspots* y verificada independientemente mediante paleomagnetismo, fue aplicada por otros autores para desarrollar modelos numéricos con el objetivo de identificar los factores que controlaron la evolución de los Andes Centrales modernos (ej. Sobolev y Babeyko 2005).

Varias observaciones sugerirían directa (*hotspots*) o indirectamente que hubo incremento en la velocidad de Sudamérica durante los últimos 20 ó 30 millones de años, y que quizás incrementos semejantes ocurrieron periódicamente desde el Cretácico Tardío (O'Connor y Duncan 1990, O'Connor *et al.* 1999, Somoza *et al.* 2002). Sin embargo, la hipótesis de las plumas fijas al manto y sus modelos cinemáticos derivados son actualmente objeto de profunda revisión, de la cual emergen inevitablemente nuevos modelos que contemplan plumas móviles con trayectorias inclinadas o más complejas (ej. O'Neill *et al.* 2005).

La figura 5 sugiere que cualquier correlación entre el movimiento de Sudamérica respecto a los *hotspots* y la evolución tectónica de los Andes Centrales es ambigua. Al presente, los modelos de plumas del manto no pueden resolver diferencias del orden de 1 cm/a (quizás tampoco mayores) en el «movimiento absoluto» de la placa, que son los valores supuestamente significativos en esquemas como el de Silver *et al.* (1998).

Agradecimientos

Este manuscrito fue desarrollado en el marco del proyecto CONICET PIP 2538/00 «Evolución geodinámica de América del Sur durante el Cenozoico Temprano» (RS). El manuscrito fue beneficiado por la revisión cuidadosa y crítica de M. Ghiglione y C. Mpodozis. No obstante, las interpretaciones discutidas en el artículo son de exclusiva responsabilidad de los autores.

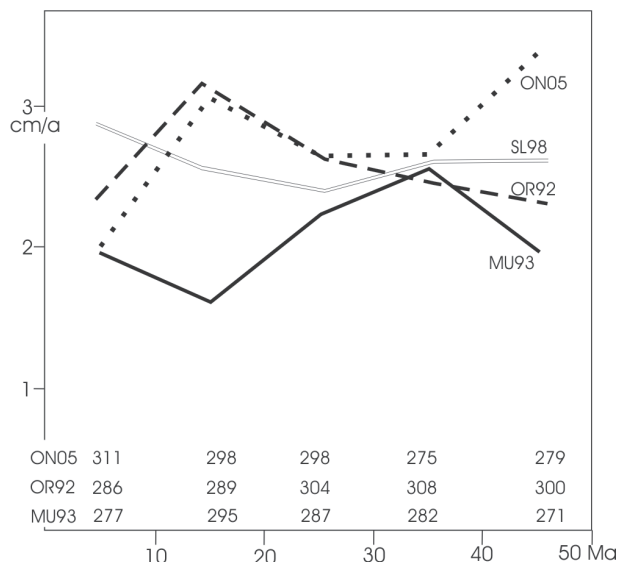


Figura 5: Predicciones de la velocidad de Sudamérica respecto a los *hotspots* según los modelos de O'Neill *et al.* (2005) (ON05), Müller *et al.* (1993) (MU93) y O'Connor y le Roex (1992) (OR92). Los valores corresponden a una localidad arbitraria en 20°S, 300°E (antepais chaqueño al este del frente de deformación). El diagrama se presenta en el mismo formato y utiliza la misma escala de tiempo que la figura 1 de Silver *et al.* (1998). Los valores en la base del diagrama indican el acimut del vector velocidad predicho por cada modelo para nuestra localidad. La curva SL98 resulta de la composición de las dos componentes ortogonales mostradas en la Figura 1 de Silver *et al.* (1998), quienes utilizan el modelo de *hotspots* de O'Connor y le Roex (1992) (la curva OR92 en nuestra figura). Las discrepancias que se observan entre las predicciones de la «velocidad absoluta» calculadas mediante distintos modelos de *hotspots* sugieren que, desafortunadamente, este sistema de referencia aún no está lo suficientemente afinado como para evaluar las relaciones entre los cambios en la velocidad de América del Sur respecto a los *hotspots* y la evolución tectónica andina central (véase también discusión en el Apéndice).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barker, P.F. 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctica Peninsula: ridge crest-trench interactions. *Journal of the Geological Society of London* 139: 787-801.
- Barker, P.F., Dalziel, I.W. y Storey, B.C., 1991. Tectonic development of the Scotia region. En: Tingey, R.J. (ed.), *Antarctic Geology*: 215-248. Oxford University Press, Oxford.
- Beitsprecher, K., Thorkelson, D.J., Groome, W.G. y Dostal, J., 2003. Geochemical confirmation of the Kula-Farallon slab window beneath the Pacific Northwest in Eocene time. *Geology* 31(4): 351-354.
- Cande, S. y Haxby, W. 1991. Eocene propagating rifts in the southwest Pacific and their conjugate features in the Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 96: 19609-19622.
- Cande, S., y Kent, D. 1995. Revised calibration of the geomagnetic timescale for the Late Cretaceous y Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Cande, S., y Leslie R., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-496.
- Cande, S., Herron, E. y Hall, B. 1982. The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 57: 63-74.
- Cande, S., LaBrecque, J. y Haxby, W. 1988. Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to present. *Journal of Geophysical Research* 93: 13479-13492.
- Cande, S. C., Raymond, C., Stock, J. y Haxby, W. 1995. Geophysics of the Pitman Fracture Zone and Pacific-Antarctica plate motions during the Cenozoic. *Science* 270: 947-953.
- Cande, S. C., Stock, J. M., Dietmar Müller, R. y Ishihara, T. 2000. Cenozoic motion between East and West Antarctica. *Nature* 404: 145-150.
- Cornejo, P. y Matthews, S. 2000. Relación entre magmatismo-tectónica y su implicancia en la formación de sistemas de pórfiros cupríferos: Yacimiento El Salvador, 3 Región, Chile. 9º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 184-188.
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez de Arce, C. 2003. The «K-T» compressive deformation in northern Chile (24-27°S). 10º Congreso Geológico Chileno, suplemento electrónico.
- Corrêa Rosa, J. W. y Molnar, P. 1988. Uncertainties in reconstructions of the Pacific, Farallon, Vancouver, and Kula plates and constraints on the rigidity of the Pacific and Farallon (Vancouver) plates between 72 and 35 Ma. *Journal of Geophysical Research* 93: 2997-3008.
- Elsasser, W.M. 1971. Sea floor spreading as thermal convection. *Journal of Geophysical Research* 76: 1101-1112.
- Farris, D.W., Bradley, D., Haeussler, P.J. y Paterson, S.R. 2004. Relationships between spreading-ridge subduction and the flare-up in arc magmatism in the Alaska-Aleutian batholith and the Coast Plutonic Complex. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 36(5): 407.
- Feininger, T. y Bristow, C.R. 1980. Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador. *Geologische Rundschau* 69: 849-874.
- Gordon, R. G. y Jurdy, D. M. 1986. Cenozoic global plate motions. *Journal of Geophysical Research* 91: 12389-12406.
- Gradstein, F.M. y 37 coautores 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 500 p., Cambridge.
- Gregory-Wodzicki, K.M. 2000. Uplift history of the Central Andes and northern Andes: A review. *Geological Society of America, Bulletin* 112: 1091-1105.
- Gubbels, T.L., Isacks, B.L. y Farrar, E. 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes. *Geology* 21: 695-698.
- Hartley, A., 2005. What causes Andean uplift? 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Resúmenes ampliados: 824-827. IRD Éditions, Paris.
- Hartley, A., Chong, G., Houston, J. y Mather, A. 2005. 150 million years of climate stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society* 162: 421-424, London.
- Hassani, R., Jongmans, D. y Chéry, J. 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research* 102: 17951-17965.
- Heinemann, J., Stock, J., Clayton, R., Hafner, K., Cande, S. y Raymond, C. 1999. Constraints on the proposal Marie Byrd Land – Bellinghousen plate boundary from seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research* 104: 25321-25330.
- Herron, E. y Heitzler, J. 1967. Sea-floor spreading near the Galapagos. *Science* 158: 775-780.
- Hindle, D., Kley, J., Klosko, E., Stein, S., Dixon, T. y Norabuena, E. 2002. Consistency of geologic and geodetic displacements during Andean orogenesis. *Geophysical Research Letters* 29 (8): doi10.1029/2001GL013757.
- Hole, M.J., Rogers, G., Saunders, A.D. y Storey, M. 1991. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology* 19: 657-660.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93(B4): 3211-3231.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20: 308-324.
- Lamb, S. y Davis, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425: 792-797.

- Larter, R.D., Cunningham, P., y Barker, P.F., 2002. Tectonic evolution of the Pacific margin of Antarctica. 1. Late Cretaceous tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 107: B12, 2345.
- Lonsdale, P. 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics* 404(3-4): 237-264.
- May, G., Hartley, A.J., Chong, G., May, G., Hartley, A.J., Chong, G., Stuart, G., Turner, P., y Kape, S.J. 2005. Litoestratigrafía, cronoestratigrafía durante el Eoceno al Pleistoceno y evolución tectono-sedimentaria de la Cuenca de Calama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 32(1): 33-58.
- McCarron, J.J. y Larter, R.D., 1998. Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctica peninsula. *Journal of the Geological Society* 155: 255-268, London.
- Mégard, F., 1989. The evolution of the Pacific margin in South America north of the Arica elbow (18° S): En: Ben-Avraham, Z. (ed.), *The evolution of the Pacific Ocean margins*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics 8: 108-230.
- Molnar, P. y England, P. 1990. Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. *Journal of Geophysical Research* 95: 4833-4856.
- Mpodzis, C. y Ramos V. 1990. The Andes of Chile and Argentina, En: Eriksen, G., *et al* Eriksen, G.E., Pinochet, M.T.C., y Reinemund, J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series 11: 59-90, Houston.
- Müller, R.D., Royer, J.-Y. y Lawver, L.A. 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology* 21: 275-278.
- Müller, R. D., Roest, W.R. y Royer, J.Y. 1998. Asymmetric sea-floor spreading caused by ridge-plume interactions. *Nature* 396: 455-459.
- Müller, R. D., Gaina, C., Tikku, A., Mihut, D., Cande, S. C. y Stock, J. M. 2000. Mesozoic/Cenozoic tectonic events around Australia, En: Richards *et al.* (Eds.), *The History and Dynamics of Global Plate Motions*. American Geophysical Union, Geophysical Monographs Series 121: 161-188.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C.R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27(2): 177-203.
- Norabuena, E.O., Dixon, T.H., Stein, S. y Harrison, C.G.A., 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions. *Geophysical Research Letters* 26(22): 3405-3408.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, E. y Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in Tertiary foothills of central Chile (33°15'-33°45' S). *Geological Society of America, Bulletin* 115(12): 1523-1537.
- O'Connor, J.M. y Duncan, R.A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Río Grande Rise hot spot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research* 95: 17475-17502.
- O'Connor, J.M. y le Roex, A.P. 1992. South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space. *Earth and Planetary Science Letters* 113: 343-364.
- O'Connor, J.M., Stoffers, P., van der Boggard, P. y McWilliams, M. 1999. First seamount age evidence for significantly slower African plate motion since 19 to 30 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 171: 575-589.
- O'Neill, C., Müller, R.D. y Steinberger, B. 2005. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6(4): Q4003 doi:10.1029/2004GC000784.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (farallon) and South American plates since Late Cretaceous. *Tectonics* 6: 233-248.
- Peacock, S.M. 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. En: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., y Platt, J.P. (eds.), *Subduction: Top to Bottom Geophysical American Geophysical Union, Monograph* 96: 119-133, Washington D.C.
- Petronotis, K. y Gordon, R. 1999. A Maastrichtian paleomagnetic pole for the Pacific plate from a skewness analysis of marine magnetic anomaly 32. *Geophysical Journal International* 139: 227-247.
- Pilger, R. 1984. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. En Cabré, R. (ed.) *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs American Geophysical Union, Geodynamic Series* 9: 113-125, Washington D.C.
- Pose, F., Spagnuolo, M. y Folguera, A., 2005. Modelo para la variación del volumen orogénico andino y acortamientos en el sector 20°-46° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, este volumen*.
- Rapela, C. W., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30' S). *Journal of South America Earth Sciences* 1: 75-88.
- Ramos, V.A. 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics* 399 (1-4): 73-86.
- Ramos, V. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes, En: Cordani, U. et al. Thomaz Filho, A., Campos, D.A., Milani, E.J., y Cordani, U.G. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress 635-685, Rio de Janeiro.
- Ramos, V. y Mahlburg Kay, S. 1992. Southern Patagonia plateau basalts and deformation: backarc tectonism of ridge collisions. *Tectonophysics* 205(1-3): 261-282.
- Royden, L. 1993. The tectonic expression of slab pull at continental convergent margins. *Tectonics* 12: 303-325.
- Silver, P.G., Russo, R.M. y Lithgow-Bertelloni, C. 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science* 279: 60-63.
- Sobolev, S.V. y Babeyko, A.Y. 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology* 33(8): 617-620.
- Soler, P., Carlier, G. y Marocco, R. 1998. Evidence for the subduction and underplating of an oceanic plateau beneath the south Peruvian margin during the late Cretaceous: structural implications. *Tectonophysics* 163 (1-2): 13-24.
- Soler, P. y Bonhomme, M.G. 1990. Relation of magmatic activity to plate convergence in central Perú from Late Cretaceous to present, En: Kay, S. y Rapela C. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America Special Paper 241: 173-192.
- Somoza, R. 1995. Paleomagnetismo de rocas cretácicas de la Patagonia y la curva de deriva polar aparente de América del Sur: implicancias geocinemáticas y tectónicas. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita), 235 p., Buenos Aires.
- Somoza, R. 1996. Geocinemática de América del Sur durante el Cretácico: su relación con la evolución del margen pacífico y la apertura del Atlántico Sur. 13° Congreso Geológico Argentino 2: 401.
- 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 American Earth Sciences* 11: 211-215.
- Somoza, R. 2002. El campo magnético cretácico desde la perspectiva americana. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 88-93.
- Somoza, R. y Tomlinson, A. 2002. Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22°30' S): implications for the history of tectonic rotations in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 194: 369-381.
- Somoza, R., Tomlinson, A. y Prezzi, C. 2002. Los Andes Centrales en el Cenozoico Tardío: aumento en la tasa de acortamiento y disminución en la velocidad de convergencia. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 181-186.
- van Hunen, J., van der Verg, A.P. y Vlaar, N.J. 2000. A thermo-mechanical model of horizontal subduction below an overriding plate. *Earth and Planetary Science Letters* 182: 157-169.
- Yañez, G. y Cembrano, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 109: B02407 doi:10.1029/2003JB002494.

Recibido: 1 de octubre, 2005

Aceptado: 30 de noviembre, 2005