

Modelado numérico para la deformación de la corteza superior en los Andes Australes

Javier QUINTEROS¹, Víctor A. RAMOS¹ y Pablo M. JACOVKIS²

1 Laboratorio de Tectónica Andina, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - CONICET.

2 Instituto de Cálculo y Departamento de Computación, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. E-mail: jquinte@dc.uba.ar

RESUMEN. En este trabajo, presentamos el modelado de procesos tectónicos asociados con deformación cortical en un marco numérico para orógenos del tipo andino formados sin participación de colisiones.

Los principales objetivos de este marco numérico son desarrollar un modelo capaz de representar deformaciones a gran escala en zonas de subducción de tipo andinas, incluir leyes físicas y matemáticas que describan el comportamiento de la litósfera, modelar la erosión superficial tomando en cuenta la dirección dominante de los vientos y la topografía sinorogénica, así como la erosión cortical causada por la fricción entre la losa oceánica subducida y la placa continental e incluir el mecanismo de compensación isostática tomando en cuenta la rigidez flexural de la litósfera.

Palabras clave: *Elementos finitos - erosión - isostasia - deformación - reología viscoplástica*

ABSTRACT. *Numerical modeling for the upper crustal deformation in the Southern Andes.*

In this work, the modeling of plate tectonic processes associated with crustal deformation through a numerical framework for non-collisional Andean type orogens is presented.

The main objectives of the numerical framework are to develop a numerical model in order to represent large-scale deformation in Andean type subduction zones, to include appropriate physical and mathematical laws that describe the behavior of the lithosphere, to model surface erosion taking into account dominant winds direction and the synorogenic topography of the orogen as the crustal erosion caused by friction between the subducting and the overriding plate and to include isostatic compensation behavior taking into account flexural rigidity.

Key words: *Finite elements - erosion - isostasy - deformation - viscoplastic rheology*

Objetivos

El modelado de procesos tectónicos asociados con la deformación cortical, ya sea debido a compresión o extensión, ha sido planteado de diferentes formas durante la última década. Por un lado, los modelos que analizan las deformaciones corticales a pequeña escala han alcanzado resultados precisos y satisfactorios utilizando principalmente métodos numéricos formales (Cristallini y Allmendinger 2001). Por otro lado, el desarrollo de modelos numéricos que estudian las deformaciones corticales a gran escala se encuentra en constante evolución debido a la multiplicidad y complejidad de procesos que toman parte en la evolución de la misma. En los últimos años, varios autores (Willett 1999, Behn *et al.* 2002) han utilizado el método propuesto por Fullsack (1995) para el estudio de orógenos formados por la colisión de dos placas. En este trabajo se presenta un nuevo marco numérico que está basado en la propuesta de Fullsack (1995) pero que ha sido desarrollado para el estudio de orógenos de tipo andino sin participación de colisiones.

Los principales objetivos del marco numérico presentado son:

- desarrollar un modelo numérico para representar deformaciones corticales a gran escala en zonas de subducción de tipo andino,
- incluir leyes físicas y matemáticas que describan apropiadamente el comportamiento de la litósfera,
- modelar la erosión superficial teniendo en cuenta la dirección dominante de los vientos húmedos y la topografía sinorogénica del orógeno,
- modelar los cambios producidos por la erosión cortical causada por la fricción entre ambas placas,
- incluir apropiadamente la compensación isostática tomando en cuenta la rigidez flexural de la litósfera.

Marco numérico

El modelo presentado en este trabajo está compuesto de tres partes. En primer lugar, se desarrolló un modelo tectónico para predecir la deformación de la corteza superior en un orógeno de tipo andino como resultado de las fuerzas aplicadas por la losa oceánica que se subduce. En segundo lugar, se implementó un modelo de erosión superficial y cortical. Finalmente, un modelo de compensación isostática toma en cuenta la carga aplicada a la

litosfera, su distribución a lo largo de la sección analizada y la rigidez flexural de la corteza.

Todos estos modelos son acoplados en cada paso de tiempo de manera de alcanzar un resultado que sea consistente con todos los procesos.

Modelo tectónico

Aunque la corteza superior esté conformada por material sólido, la deformación a gran escala y por periodos de tiempo mayores a algunos miles de años puede ser modelada mediante ecuaciones de fluidos (Beaumont *et al.* 1992). En este caso se utiliza la ecuación de Stokes, considerando que el proceso a modelar es cuasi-estático y los términos inerciales son despreciables.

Las ecuaciones diferenciales del problema son la ecuación de incompresibilidad (Ec. 1) y la ecuación de equilibrio (Ec. 2). La tercer ecuación es la relación constitutiva (Ec. 3) que relaciona la componente desviadora del tensor de tensiones con la viscosidad y la tasa de deformación.

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (1)$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \rho \mathbf{g} = 0 \quad (2)$$

$$S_{ij} = 2 * \mu * \varepsilon_{ij} \quad (3)$$

En estas ecuaciones \mathbf{v} es la velocidad del fluido, ρ es la densidad, \mathbf{g} es la aceleración de la gravedad, μ es la viscosidad, $\boldsymbol{\sigma}$ es el tensor de tensiones, S_{ij} es la componente desviadora del tensor de tensiones y ε_{ij} la tasa de deformación.

A través del principio de los trabajos virtuales se puede obtener la forma variacional (Ec. 4) de las ecuaciones que es resuelta mediante métodos de elementos finitos con elementos mixtos de tipo Q₂-P₁ (interpolación bicuadrática para velocidades y lineal para presiones), conformados por nodos de presión y velocidad (Bathe 1996).

$$\int_V \mathbf{e}^T \cdot \mathbf{S} + P \cdot \varepsilon_v \partial V = \int_V \mathbf{f}_i^B \cdot \delta \mathbf{v}_i \partial V + \int_{\Pi} \mathbf{f}_i^S \cdot \delta \mathbf{v}_i \partial \Pi \quad (4)$$

En la ecuación variacional, \mathbf{e}^T y ε_v son la parte desviadora y volumétrica respectivamente de la tasa de deformación, P es la presión y \mathbf{f}_i^B son las fuerzas de cuerpo.

Temperatura

Se considera que en nuestro dominio de análisis la temperatura no depende sólo de la profundidad, ya que hay diferencias considerables en la profundidad de las isotermas debido a la presencia del arco magmático y la losa subducida. La distribución de temperaturas utilizadas en el dominio son las publicadas en el clásico trabajo de Ernst (1975) para zonas de subducción.

Las temperaturas fueron adaptadas para que, en cada caso

analizado, la posición del arco magmático sea consistente con el ángulo de subducción, la evidencia geológica y la supuesta profundidad donde los magmas fueron producidos.

Reología

En algunos experimentos numéricos suele simplificarse la definición de la reología de las rocas que conforman el dominio a modelar como dependiente exclusivamente de la temperatura (Pysklywec y Shahnas 2003). Sin embargo, la reología suele depender de múltiples factores (Ranalli 1987) como la tasa de deformación (ε), rigidez del material (A), temperatura (T), energía de activación (Q) y un exponente no lineal (n), entre otros (Ec. 5). Debido a la no linealidad existente por la dependencia de la tasa de deformación, se utiliza un algoritmo iterativo hasta alcanzar un nivel satisfactorio de convergencia en los valores de viscosidad.

Se define a la viscosidad como

$$\mu = A^{-\frac{1}{n}} \cdot \varepsilon_{II}^{\frac{1-n}{n}} \cdot e^{\frac{Q}{nR^*T}} \quad (5)$$

donde ε_{II} es el segundo invariante del tensor de la tasa de deformación y R es la constante universal de gas.

En este modelo planteamos una reología viscoplástica en la que las deformaciones están dominadas por la viscosidad del material pero que a la vez es coherente con el régimen frágil, predominante en los primeros kilómetros de corteza, donde el material fluye de forma plástica (véase próxima sección).

Régimen frágil

Las tensiones calculadas a cada paso del modelo están acotadas por una fórmula que determina la máxima tensión (σ_y) que puede soportar una roca según su profundidad (z) (Ec. 6).

$$\sigma_y = \sigma_0 + \frac{\Phi - 1}{\Phi} * \rho g z \quad (6)$$

En esta ecuación σ_0 es la fuerza de cohesión y $\frac{\Phi - 1}{\Phi}$ es el coeficiente de fricción (Byerlee 1978).

Para cualquier punto en que la tensión calculada (Eq. 3) supere al criterio friccional de falla (Eq. 6), la viscosidad efectiva (μ) es redefinida como

$$\mu = \frac{\sigma_y}{2 * \varepsilon_{II}} \quad (7)$$

De esta manera, en esos puntos las tensiones serán iguales a σ_y , respetando el rango de tensiones posibles, y el material fluirá plásticamente.

Seguimiento de los efectos de la erosión

Se definen dos interfaces (Fig. 1) de manera de realizar un seguimiento de la topografía, luego de los efectos de la erosión por precipitaciones, y de la zona de Benioff, luego de la erosión cortical. El tratamiento numérico aplicado al material removido por cada uno de los dos tipos de erosión es distinto de manera que no afecte los cálculos.

En el caso de erosión superficial, la interfaz que representa a la superficie es levantada debido a la compresión ejercida por el proceso de subducción, pero al mismo tiempo es erosionada por la precipitación que se utiliza como un indicador (*proxy*) de la precipitación propiamente dicha y la erosión fluvial. La velocidad de levantamiento es calculada por el modelo tectónico, mientras que la velocidad de erosión es calculada en base a la cantidad y efectividad de las precipitaciones según la topografía existente en cada paso de tiempo por el modelo de erosión. De esta manera, la interfaz se elevará de forma más lenta que el límite superior del dominio (topografía sinorogénica) y el material erosionado será exactamente la diferencia entre ambos.

Como el material erosionado no es efectivamente removido del dominio, tiene que ser removido «numéricamente». Para esto, se consideró que el material erosionado tenía densidad cero y valores de viscosidad ficticios con algunos órdenes de magnitud menor que los reales. Así, el material no incrementa la presión litostática (por falta de densidad) ni presenta resistencia a la deformación (por baja viscosidad).

En el segundo caso, otra interfaz es utilizada para el seguimiento de la zona de Benioff y sus cambios debido a la erosión cortical. La velocidad de la trinchera no es calculada por el modelo tectónico sino que es un parámetro de entrada del modelo que debe ser estimado mediante evidencia de campo. De la misma forma que el material

removido por precipitación, el removido por erosión cortical permanece en el dominio analizado. El problema es que el contacto con la losa oceánica coincide con la interfaz de Benioff, la cual luego de algunos pasos de tiempo se encuentra dentro del dominio y separada del borde occidental del mismo. Como la fuerza ejercida por la losa oceánica debe aplicarse exactamente en la zona de Benioff, el material ya erosionado (entre la interfaz y el borde occidental) es considerado completamente rígido. De esta manera, ese material no sufre deformación y las velocidades impuestas en el borde virtualmente «saltean» al material erosionado para comenzar a actuar a partir de la zona de Benioff. Para caracterizar al material como rígido se le asigna una viscosidad muy superior a las observadas en la realidad.

Evolución temporal

La evolución a lo largo de la simulación se sigue mediante la deformación de una malla Euleriana a cada paso de tiempo (10.000 años), basada en las velocidades calculadas por el modelo tectónico. La malla se verifica a cada paso para corroborar que ningún elemento se haya deformado tanto que se vuelva inestable para la resolución numérica.

Condiciones de borde

Tal como puede verse en la figura 2, el borde superior del dominio, inicialmente al nivel del mar, se define como una superficie libre de tensiones que representa la topografía resultante de los procesos tectónicos sin tomar en cuenta la erosión. El borde occidental representa el contacto entre la placa de Nazca que se subduce hacia el este y la placa sudamericana. En ese contacto, se considera

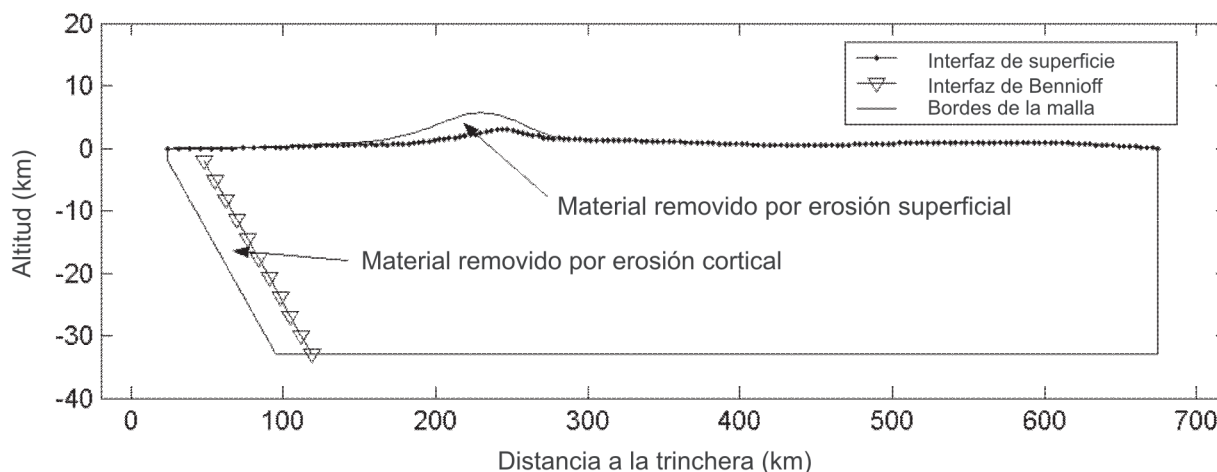


Figura 1: Interfaces definidas dentro del dominio estudiado en el modelo tectónico para realizar el seguimiento de la evolución de la topografía y de la zona de Benioff. Puede verse que el material comprendido entre la interfaz de superficie (o topografía) y el borde superior del dominio es exactamente el material erosionado por las precipitaciones. De la misma manera, el material entre la interfaz de Benioff y el borde occidental del dominio es el erosionado por la erosión cortical. El material erosionado permanece en el dominio pero es eliminado «numéricamente».

que la subducción impone una velocidad horizontal de 3 mm/año hacia el este con una velocidad vertical nula. El límite inferior del dominio representa el límite de la corteza y se encuentra a 33 km de profundidad. La velocidad vertical para este segmento fue considerada nula (será calculada por el modelo de compensación isostática) mientras que la velocidad horizontal se deja libre. En el borde oriental, todos los puntos se consideraron fijos de manera de acotar la deformación al dominio estudiado.

Modelo de erosión

Más allá de los procesos tectónicos, la topografía es modificada por la erosión de diferentes formas. La erosión provocada por los vientos, las avalanchas y los deslizamientos pueden ser considerados como procesos de corto alcance, mientras que la precipitación y la conformación de drenajes naturales a causa de ésta se consideran procesos de largo alcance. La idea de este modelo es obtener una evolución a gran escala de la topografía, de manera que la precipitación fue considerada un factor de primer orden de aproximación a los procesos erosivos actuantes en la superficie.

Para poder estimar la tasa de erosión, se centró el análisis en tres factores que favorecen su eficiencia: los mm/año precipitados (R), la altitud (h) y la pendiente de la topografía (S). De esta manera, expresamos la tasa de erosión (k) como

$$k = R * h * s \quad (8)$$

Se considera que un flujo inicial de agua en la atmósfera (S_w) en forma de vapor es transportado por los vientos húmedos del oeste (Beaumont *et al.* 1992). La elevación de la topografía determina cuánta del agua disponible es precipitada en cada punto y la pendiente de la topografía determina la efectividad de la erosión. Luego, el volumen de agua precipitado es descontado del volumen total disponible (Ec. 9) y este último es desplazado hacia el este, donde se repite el mismo proceso a lo largo de toda la superficie del dominio.

$$S_w^{i+1} = S_w^i - R^i \quad (9)$$

Los parámetros para ajustar y calibrar el modelo para el análisis de la zona seleccionada fueron elegidos a partir de la distribución de precipitaciones actuales (Blisniuk *et al.* 2005).

Modelo de compensación isostática

El comportamiento de la litósfera bajo condiciones de apilamiento tectónico es similar al de una viga sometida a una cierta carga. Cuando se produce apilamiento se incrementa la carga que sufre la litósfera por el peso adicional que ésta debe soportar. La respuesta mecánica a esto es la flexión de la litósfera.

Se considera que la litósfera está en un estado de

equilibrio cuando su espesor ronda los 33 km. Más (o menos) de ese espesor debe ser isostáticamente compensado, lo que significa que se flexionará hasta que el sistema alcance nuevamente el equilibrio.

Basándonos en el trabajo de Turcotte y Schubert (1982), podemos analizar numéricamente la flexión de la litósfera (w) expresándola como

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + P \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = q(x) \quad (10)$$

donde D es la rigidez flexural, P es la magnitud de las fuerzas horizontales ejercidas sobre la placa y $q(x)$ la carga aplicada a cada punto. Sin embargo, para este tipo de problemas geodinámicos las fuerzas horizontales no son consideradas ($P=0$) por ser de una magnitud mucho menor (Allen y Allen 1990). Adicionalmente, las fuerzas restauradoras deben ser incluidas para representar apropiadamente el comportamiento de la compensación isostática. Estas fuerzas están relacionadas con la diferencia entre el peso del manto desplazado bajo la litósfera y el peso del relleno de la flexión por sobre la litósfera.

Finalmente, la flexión de la litósfera puede ser expresada como

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + \Delta \rho g w = q(x) \quad (11)$$

donde el primer término de la ecuación representa la flexión de la viga, el segundo término es la fuerza ascendente, que es la que causa la aparición del dorso periférico, y el tercer término representa la carga tectónica aplicada en cada punto (Turcotte y Schubert 1982).

La elección del parámetro de rigidez flexural (D) no es trivial y resulta bastante compleja (Burov y Diament 1995). En muchos casos, la litósfera no es completamente homogénea y puede haber zonas de debilidad debido a anomalías de temperatura o por la misma historia de esa corteza, entre otros factores. En este caso, se consideró a la temperatura como el factor principal (Allen y Allen 1990).

La rigidez flexural (D) puede ser expresada como

$$D = \frac{E \cdot T_e}{12 \cdot (1 - \nu^2)} \quad (12)$$

donde E es el módulo de Young y ν es el cociente de Poisson. Ambos valores son constantes a lo largo de la sección analizada. El tercer parámetro de la ecuación es el espesor elástico efectivo (T_e). Este último suele variar a lo largo de toda la sección ya que depende, por ejemplo, del flujo térmico, el cual tiene grandes variaciones entre el antearco, el arco y el antepaís. Algunos autores incluso lo relacionan con las características del acoplamiento que puede haber entre el manto litosférico y la corteza (Burov y Diament 1995). Más allá de las múltiples aproximaciones a este problema, existe consenso en marcar que no es el espesor real de la litósfera sino una propiedad mecánica que tiene más relación con el comportamiento al momento de la carga.

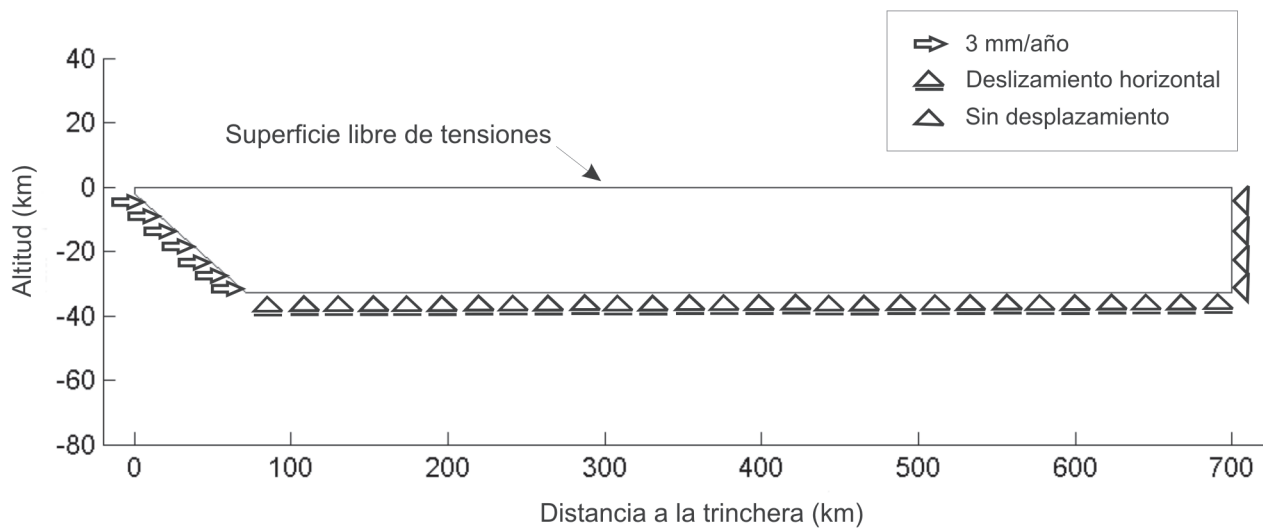


Figura 2: Representación esquemática de las condiciones de borde aplicadas al modelo tectónico. La subducción en el límite occidental del modelo impone un desplazamiento de 3 mm/yr hacia el interior de la corteza. La superficie superior es considerada como libre de tensiones. Se establece una condición de deslizamiento en el borde inferior. En el extremo oriental, las posiciones de los nodos están fijas y no se permite ningún movimiento. De esta manera, la deformación está acotada al dominio estudiado.

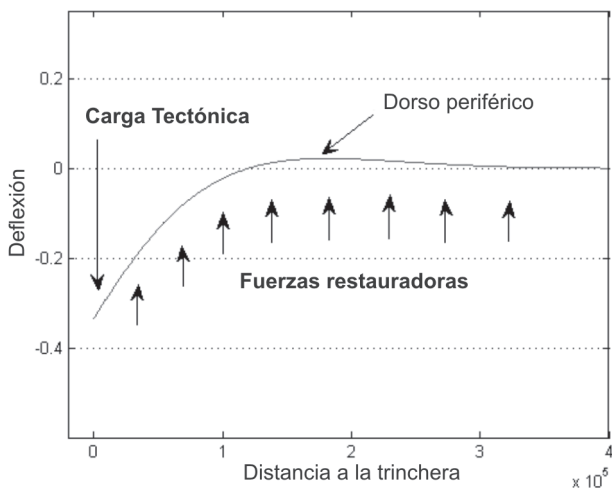


Figura 3: Gráfico esquemático de la respuesta de la litósfera ante la aplicación de una carga tectónica. En este ejemplo se considera una carga puntual aplicada al extremo de la litósfera lo que provoca su flexión. Puede verse que la inclusión de las fuerzas restauradoras provocan la aparición de un dorso periférico para compensar la fuerza que ejerce el volumen de material del manto desplazado bajo la litósfera.

Se sabe que ante un flujo térmico elevado, la resistencia de la litósfera a la carga es menor y resulta en una carga compensada localmente. En este trabajo, se siguen los lineamientos de trabajos previos que establecen la profundidad de las isothermas de 450°C y 600°C como valores aproximados para el espesor elástico efectivo (T_e) (véase por ejemplo a Burov y Diament 1995).

Basado en la teoría de vigas de Timoshenko, se desarrolló un modelo de elementos finitos para la resolución numérica de la ecuación que describe la compensación

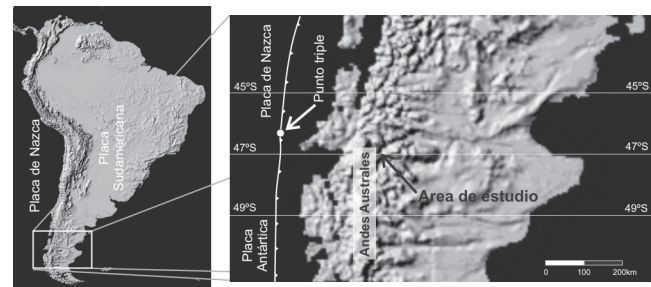


Figura 4: Imagen de topografía digital mostrando la región de los Andes Patagónicos estudiada. La transecta sobre la que se realizó el modelado se encuentra a los 47°S.

isostática (Ec. 11). Un gráfico explicativo de la flexión de la litósfera y los efectos de las fuerzas restauradoras puede ser observado en la figura 3.

Marco geológico

Los Andes Australes (Fig. 4) comprenden el orógeno desarrollado a lo largo del margen pacífico de Sudamérica entre el golfo de Penas (46°30'S) y los 56°S (Gansser 1973). El segmento al norte del estrecho de Magallanes es conocido como los Andes Patagónicos. La subducción ha sido continua desde el Cenozoico temprano, aunque el desarrollo principal de este segmento tuvo lugar luego del Oligoceno tardío (Hervé *et al.* 2000, Pankhurst *et al.* 1999). El levantamiento cenozoico ha sido relacionado con al menos dos episodios de subducción de dorsales durante el Paleógeno y el Mioceno (medio a tardío) (Ramos 2005). Sin embargo, el cambio abrupto en la cinemática de las placas y la fuerte aceleración en la velocidad de

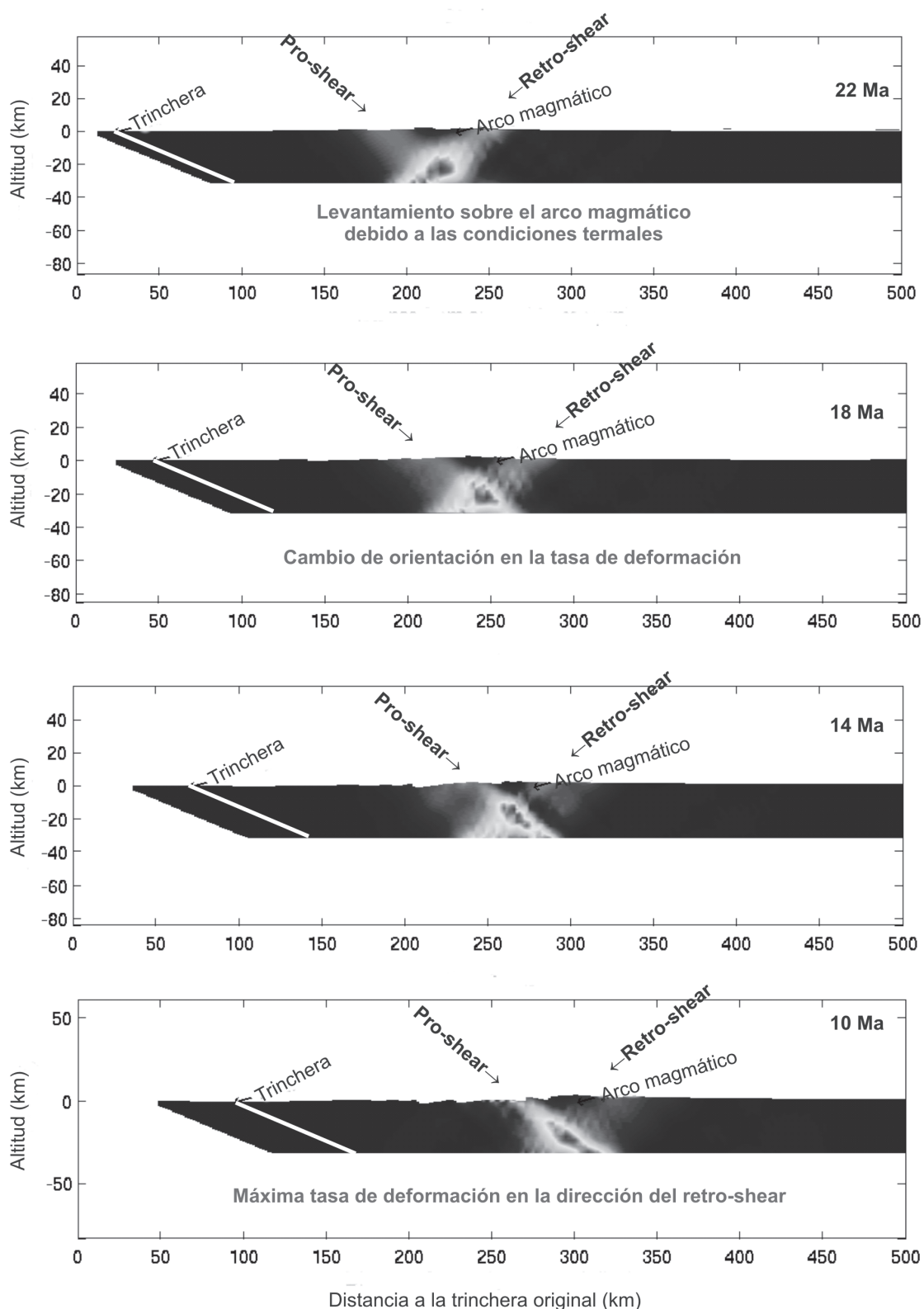


Figura 5: Evolución de la tasa de deformación a lo largo del período estudiado. Puede verse que en un principio la deformación y el levantamiento se concentran sobre el arco magmático ya que el alto flujo térmico vuelve a la zona mecánicamente débil. A lo largo de la evolución, se observa el cambio en la orientación de las máximas tasas de deformación desde la zona de retroarco a la zona de antearco, básicamente provocado por la migración del arco y las altas tasas de erosión en la ladera occidental. La intensa erosión cortical puede observarse en el desplazamiento de la interfaz de Benioff (línea blanca) y la trinchera hacia el interior del dominio.

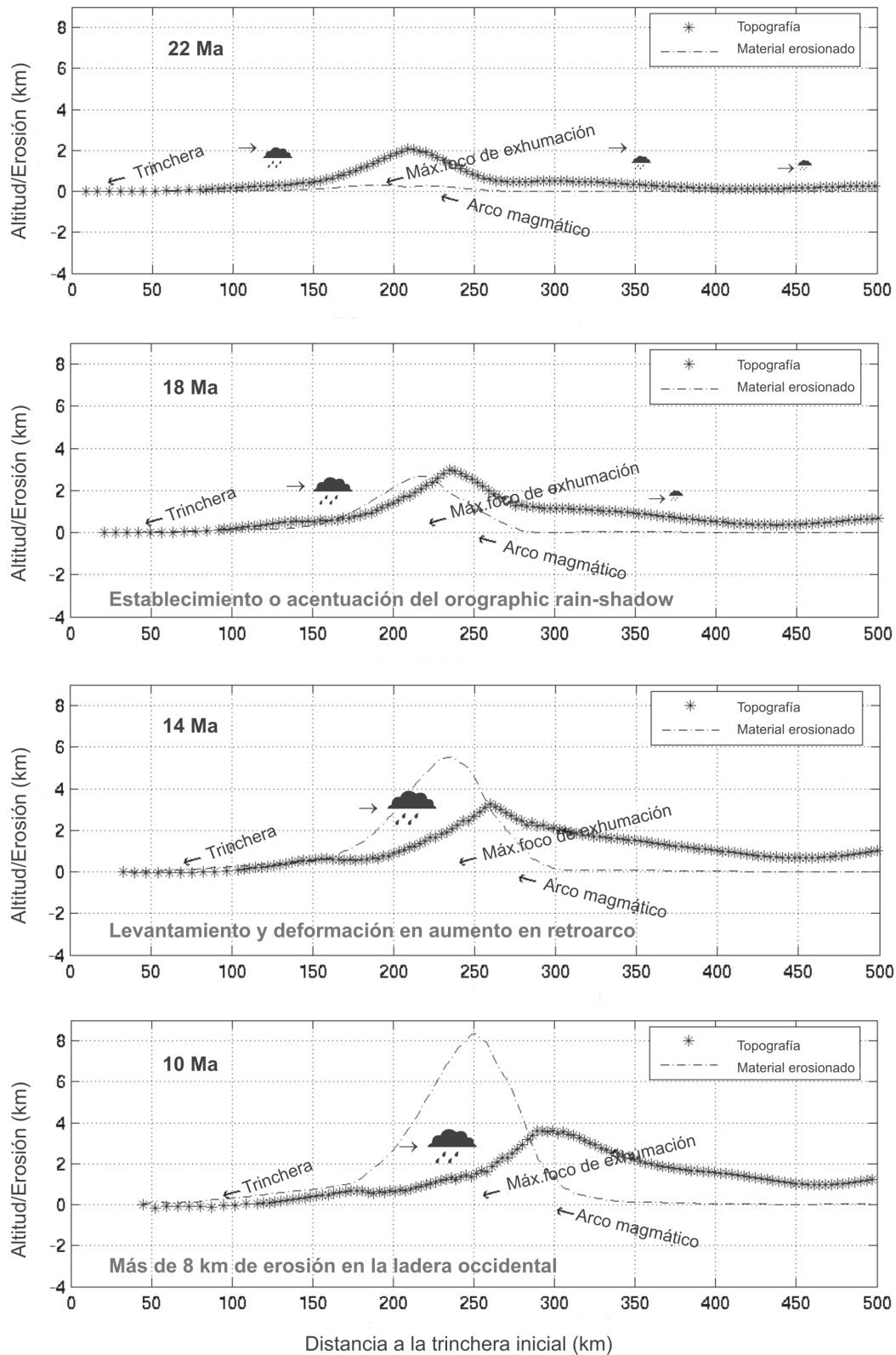


Figura 6: Evolución de la topografía y el material erosionado a lo largo del período estudiado. En un comienzo, los vientos húmedos podían superar la divisoria de aguas por lo que las precipitaciones no eran tan distintas en ambas laderas. Cerca de los 18 Ma se produce el establecimiento de un fenómeno de *rain-shadow*, por el que las precipitaciones se concentran en la ladera occidental y su distribución se vuelve muy asimétrica. Los siguientes millones de años se incrementa la cantidad de material erosionado (línea punteada) y se nota una migración de la deformación y el levantamiento, así como del máximo foco de exhumación. Para el período analizado la cantidad de material erosionado llega a superar los 8 km de altura en algunos sectores al oeste de la divisoria de aguas.

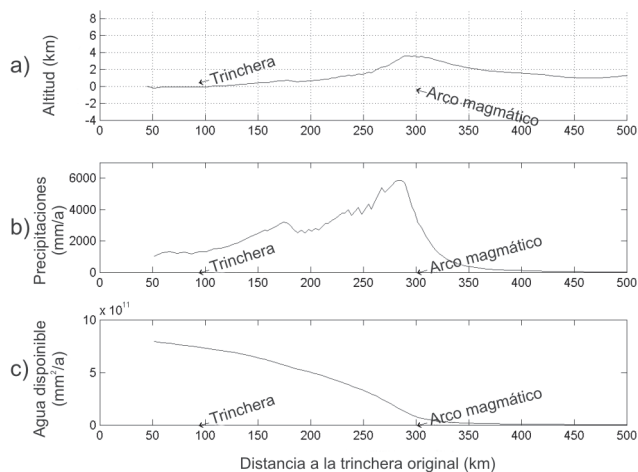


Figura 7: a) Topografía, b) precipitación y c) flujo de agua en la atmósfera disponible calculados por los modelos de deformación tectónica y de erosión para aproximadamente el Mioceno medio.

convergencia (Somoza 1998) parece ser el factor principal que controló la deformación desde el Oligoceno hasta el Mioceno tardío-Plioceno cuando una dorsal fue subducida (Ramos 1989).

El batolito patagónico sur es considerado como la médula de los Andes Patagónicos. Corre continuamente a lo largo de todo el segmento con una orientación nor-noroeste y tiene un ancho promedio de 120 km (Hervé *et al.* 2000). Las edades de intrusión son muy variadas y van desde el Jurásico tardío al Mioceno (Nelson *et al.* 1994, Pankhurst *et al.* 1999). La exhumación del batolito es un indicador de que fue afectado por una fuerte denudación que podría ser explicada por el establecimiento de una barrera orográfica de precipitaciones (*orographic rain-shadow*) aproximadamente en el Mioceno medio. Esto provocó cambios drásticos tanto en lo climatológico cuanto en lo ecológico como resultado del crecimiento de más de 1 km en sus partes más elevadas (Blisniuk *et al.* 2005). La denudación total estimada mediante análisis de trazas de fisión van de los cuatro a los nueve kilómetros al oeste de la actual divisoria de agua y decrece a menos de tres kilómetros al este (Thomson *et al.* 2001).

El hecho de que el batolito esté posicionado en el antearco actual y que los plutones miocenos de Punta Daphne (cerca de 48°S) estén aproximadamente a unos 120 km de la trinchera se consideran como evidencia de que hubo una intensa erosión cortical en este segmento, por lo menos durante el Mioceno. Si no fuera así, se hubiera necesitado un ángulo de subducción de aproximadamente 45°, lo que parece no ser muy factible teniendo en cuenta la edad de la losa oceánica subducida en ese momento (Thomson *et al.* 2001). Considerando el ángulo de subducción de 25° a 30°, tal como se ve actualmente al norte del punto triple (Bourgeois *et al.* 1996) y una profundidad de 100 km para la generación de la cuña astenosférica, habría unos 100 km de retroceso de la trinchera hacia el antearco provocados por la erosión

cortical. Esto implica una tasa de aproximadamente 3km/Ma para el tiempo considerado. La erosión cortical ha sido propuesta en diferentes segmentos de los Andes como uno de los factores principales para la migración del arco magmático (Kay *et al.* 2005).

Resultados

El modelo fue aplicado a una transecta (sección vertical) a los 47°S aproximadamente. La transecta consta de 700 km de ancho (desde la trinchera del Oligoceno tardío hasta el antepaís) y de 33 km de profundidad. Se consideró la evolución durante el Mioceno temprano y medio (25-10 Ma).

Los resultados muestran que, al principio de la simulación (Fig. 5 a), la deformación y el levantamiento se concentran sobre el arco magmático como consecuencia de las condiciones termales provocadas por éste. El alto flujo térmico presente en el arco lleva a valores de viscosidad menores a los que suelen encontrarse en el antearco y antepaís, lo que resulta en una alta tasa de deformación y en una zona de debilidad mecánica donde el material fluye más fácilmente.

El cambio de orientación de los valores máximos de la tasa de deformación, desde la zona de retroarco hacia el antearco, puede ser apreciado en la figura 5. Este cambio se produce en forma sincrónica con una creciente migración de la deformación hacia el retroarco y antepaís. La razón para que este cambio se produzca es resultado de la conjunción de varios factores. La erosión cortical que provoca una migración del alto flujo térmico hacia el este, el apilamiento tectónico previo que a causa de esta migración queda al oeste del arco magmático y, sobre todo, la alta tasa de erosión en la ladera occidental. Sin embargo, también puede verse que, aunque la orientación de la tasa de deformación cambia, los valores máximos son encontrados usualmente cerca de la posición del arco magmático. Esto no quiere decir que otras zonas no sufran deformación sino que la velocidad a la que se deforman es menor.

En la figura 6 puede observarse que a medida que avanza la simulación se produce una migración de la zona de máxima exhumación hacia el este. Entre las causas para que esto se produzca, podemos mencionar que a medida que el orógeno se levanta, se incrementan las precipitaciones y, a su vez, la tasa de erosión. Cuando alcanza una altura crítica, los vientos húmedos no pueden superar la divisoria de aguas causando una distribución de las precipitaciones marcadamente asimétrica, lo que lleva a tener una ladera occidental altamente erosionada. Al mismo tiempo, a medida que la erosión cortical fuerza la migración del arco magmático, el alto flujo térmico afecta zonas cada vez más hacia el este, las cuales se vuelven más débiles y comienzan a ser deformadas y levantadas. La combinación de una ladera occidental que va siendo desgastada por la erosión, mientras que la oriental presenta menos resistencia a la deformación a causa de la migración del alto flujo térmico, pro-

voca el fenómeno de migración de la exhumación hacia el este. El fin de la migración cerca de los 10 Ma es coetáneo con el momento de la subducción de la dorsal de Chile a los $\sim 48^\circ\text{S}$ y aproximadamente a los 6-10 Ma (Ramos y Kay 1992).

El volumen de material erosionado en la sección analizada fue estimado a partir de la diferencia entre el límite superior del dominio (topografía inicial) y la interfaz de topografía (topografía real). La cantidad de material erosionado llega a superar los 8 km de altura en algunas partes al oeste de la divisoria de aguas y el volumen estimado para toda la sección es de 700 km² aproximadamente. Estas cifras son coincidentes con los estudios realizados por Thomson *et al.* (2001) quienes fueron capaces de cuantificar la erosión sufrida en esa zona, que fluctuaba entre los 4 a 9 km al oeste de la divisoria de aguas.

Las cifras también son coincidentes en el orden de magnitud con el material sedimentado al este del orógeno. Los depósitos sinorogénicos son conocidos como *Formación Santa Cruz* (véase Nullo y Combina 2002) y se extienden desde casi la divisoria de aguas hasta la costa Atlántica. Estos depósitos han sido relacionados a la fase principal de deformación cenozoica y levantamiento del lado occidental (Ramos 1989) y son un buen parámetro para contrastar los resultados obtenidos por el modelo.

Otro de los resultados principales es que el modelo predice el establecimiento y/o la acentuación de un fenómeno de barrera orográfica de precipitaciones (*orographic rain-shadow*) aproximadamente entre los 18 y 19 Ma en circunstancias similares a las descritas por los estudios de Blisniuk *et al.* (2005). Ellos propusieron, basados en análisis de isótopos estables y datos geocronológicos, que esta barrera causó una considerable aridez en la zona del antepaís a los aproximadamente 16,5 Ma, provocando cambios drásticos en lo climático y ecológico. Puede verse en la parte b) de la figura 7 el patrón asimétrico de distribución de precipitaciones que se predice para el Mioceno medio. Las precipitaciones alcanzan su máximo valor unos kilómetros al oeste de la división topográfica tal como puede observarse en la distribución actual.

Conclusiones

Varios aspectos de la evolución del Mioceno en los Andes Australes a los $\sim 47^\circ\text{S}$ pudieron ser apropiadamente representados y/o predichos por el modelo numérico presentado en este trabajo. Entre ellos se pueden incluir:

- el patrón de distribución asimétrico de precipitaciones comparando ambas laderas de la división topográfica,
- la predicción del fenómeno de barrera orográfica de precipitaciones (*orographic rain-shadow*),
- la coincidencia en el orden de magnitud del volumen de material erosionado,
- la coincidencia con los estudios de Thomson *et al.*

(2001) en la cantidad de material erosionado en los distintos tramos de la sección.

Debe ser remarcado también que, si bien ciertas aproximaciones físicas y matemáticas están basadas en trabajos previos, estos trabajos estaban diseñados para estudiar orógenos formados por colisiones. Los modelos que se incluyen en este trabajo fueron desarrollados por completo por nuestro equipo de trabajo de manera de adaptar íntegramente los procesos a la investigación en zonas de subducción.

Agradecimientos

Esta investigación fue posible gracias a la financiación brindada por la «Fundación Antorchas». Javier Quinteros quiere agradecer el apoyo financiero de CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) que permite, a través de sus becas, continuar avanzando con estos desarrollos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P. A. y Allen, J. R. 1990. Basin analysis, Principles & Applications. Blackwell Scientific Publications, 451 p., Oxford.
- Bathe, K. J. 1996. Finite Element Procedures, Prentice-Hall, Inc., 1037 p., New Jersey.
- Beaumont, C., Fullsack, P. y Hamilton, J. 1992. Erosional control of active compressional orogens. En: McClay (ed.): Thrust Tectonics: 19-31. Chapman and Hall, New York.
- Behn, M. D., Lin, J. y Zuber, M. T. 2002. A continuum mechanics model for normal faulting using a strain-rate softening rheology: implications for thermal and rheological controls on continental and oceanic rifting. Earth and Planetary Science Letters 202: 725-740.
- Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Page Chamberlain, C., Idleman, B. y Zeitler, P. K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. Earth and Planetary Science Letters 230(1-2): 169-186.
- Bourgois, J., Martin, H., Moigne, J. L. and Frutos, J. 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). Geology 24(8): 723-726.
- Burov, E. B. y Diament, M. 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean? Journal of Geophysical Research 100(B3): 3905-3927.
- Byerlee, J. 1978. Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics 116: 615-626.
- Cristallini, E. O. y Allmendinger, R. W. 2001. Pseudo 3-D modeling of trishear fault-propagation folding. Journal of Structural Geology 23(12): 1883-1899.
- Ernst, W. G. 1975. Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts. Tectonophysics 26(3-4): 229-246.
- Fullsack, P. 1995. An arbitrary Lagrangian-Eulerian formulation for creeping flows and its application in tectonic models. Geophysics Journal International 120: 1-23.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories of the Andes. Journal of the Geological Society 129: 93-131, London.
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V. A., Pankhurst, R. J. y Suárez, M. 2000. The Southern Andes. En: Cordani, U. G., Milani, E. J., Filho, A. T. y Campos, D. A. (eds.) Tectonic Evolution of South America: 605-634, Rio de Janeiro.
- Kay, S. M., Godoy E. y Kurtz A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America, Bulletin 117: 67-88.

- Nelson, E. P., Forsythe, R. y Arit, I. 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South American Earth Sciences* 7(3-4): 271-278.
- Nullo, F. E. y Combina, A. M. 2002. Sedimentitas Terciarias Continentales. En: Haller, M. J. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Relatorio: 1(16): 245-258. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of Geological Society* 156(4): 673-694, London.
- Pysklywec, R. N. y Shahnas, M. H. 2003. Time-dependent surface topography in a coupled crust-mantle convection model. *Geophysical Journal International* 154: 268-278
- Ramos, V. A. 1989. Andean foothills structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 73(7): 887-903.
- Ramos, V. A. y Kay, S. M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Ramos, V. A. 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics* 399(1-4): 73-86.
- Ranalli, G. 1987. *Rheology of the Earth*, Allen & Unwin Press, 366 p. Boston.
- 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(3): 211-215.
- Thomson, S.N., Hervé, F. y Stöckhert, B. 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics* 20(5): 693-711.
- Turcotte, D.L. y Schubert, G. 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Mechanics to Geological Problems*. Wiley 450 p., New York.
- Willett, S.D. 1999. Rheological dependence of extension in wedge models of convergent orogens. *Tectonophysics* 305: 419-435.

Recibido: 29 de septiembre, 2005.

Aceptado: 5 de diciembre, 2005.