

CAMBIOS EN EL RELIEVE COMO CONTROL ESTRUCTURAL EN LA EVOLUCIÓN DE LA FAJA SUBANDINA DEL SUR DE BOLIVIA

Emilio Rocha^{1,2}, Ernesto O. Cristallini²

1: YPF S.A. emilio.rocha@ypf.com

2: Laboratorio de Modelado Geológico, IDEAN, FCEN, UBA. ernesto@gl.fcen.uba.ar

Palabras clave: Subandino Sur, niveles de despegue, sobrepresiones, redes de drenaje

ABSTRACT

Drainage network changes as a structural control in the evolution of the Subandean zone of southern Bolivia

The Subandean zone of southern Bolivia is a typical thin-skinned fold and thrust belt with remarkable regularity in the geometry and spacing of the structures. This is typical feature of fold and thrust belts where the basement is not involved in deformation. However, when the structural geometry and evolution are analyzed in detail, many deviations from such regularity are evidenced. This paper has studied the processes that might have affected the development of some of the structures along the southern Subandean zone.

Special attention is given to the La Vertiente structure, a thrust related fold with low relief developed at the latitude of Rio Pilcomayo. According to interpretation of growth strata based on 2D seismic lines and radiometric ages of Neogene tuffs, the beginning of deformation of this structure has been dated by several authors at around 6 Ma. Restoration of structural cross sections suggests that the La Vertiente structure was originated with a spacing of 65 km, which represents 2-3 times the maximum spacing that characterizes the rest of the structures of the southern Subandean zone. With the aim of explaining this "anomaly", different factors that could lead to an increase in the maximum spacing of this order have been analyzed. A model is presented in which increased capacity of erosion of the Rio Pilcomayo, as a result of the capture of a large drainage network area that previously was part of the Rio Parapeti drainage network, would have generated a dramatic decrease in the effective coefficient of basal friction of Silurian shales from the Kirusillas Formation. This change, in turn, would be responsible for the increase in spacing between structures that takes place at the La Vertiente structure.

INTRODUCCIÓN

El cinturón Subandino representa la faja más externa de los Andes Centrales desde el norte de Argentina hasta el sur de Perú. Se trata de uno de los pocos ejemplos actuales de una faja plegada de lámina delgada en el que se pueden analizar los diferentes procesos que generan cadenas montañosas.

La estructura de La Vertiente es un pliegue relacionado a falla desarrollado en la Llanura del

Chaco, en la zona del Río Pilcomayo. Diferentes autores interpretan que la deformación de esta estructura habría comenzado alrededor de los 6 Ma, lo que la ubicaría a una distancia del frente de deformación de alrededor de 65 km. Este espaciamiento resulta ser entre 2 y 3 veces el espaciamiento que se observa en el resto de la estructuras del Subandino Sur (Uba *et al.*, 2009; Rocha, 2013).

En el presente trabajo se analizan los factores que controlan el espaciamiento entre estructuras de sobrecorrimientos, y se pone especial énfasis en aquellos procesos que pueden explicar el espaciamiento anómalo que se verifica para la estructura de La Vertiente. De esta forma, se analizan en conjunto información estructural y geomorfológica de la zona y se postula un modelo de evolución del relieve que podría dar cuenta del espaciamiento de la estructura de La Vertiente.

MARCO GEOLÓGICO

Los Andes de Bolivia se ubican entre los 14° y 22° de latitud sur. A los 18° hay un quiebre en el rumbo de los Andes, conocido como el oroclino de Santa Cruz. Al norte de dicha zona los Andes

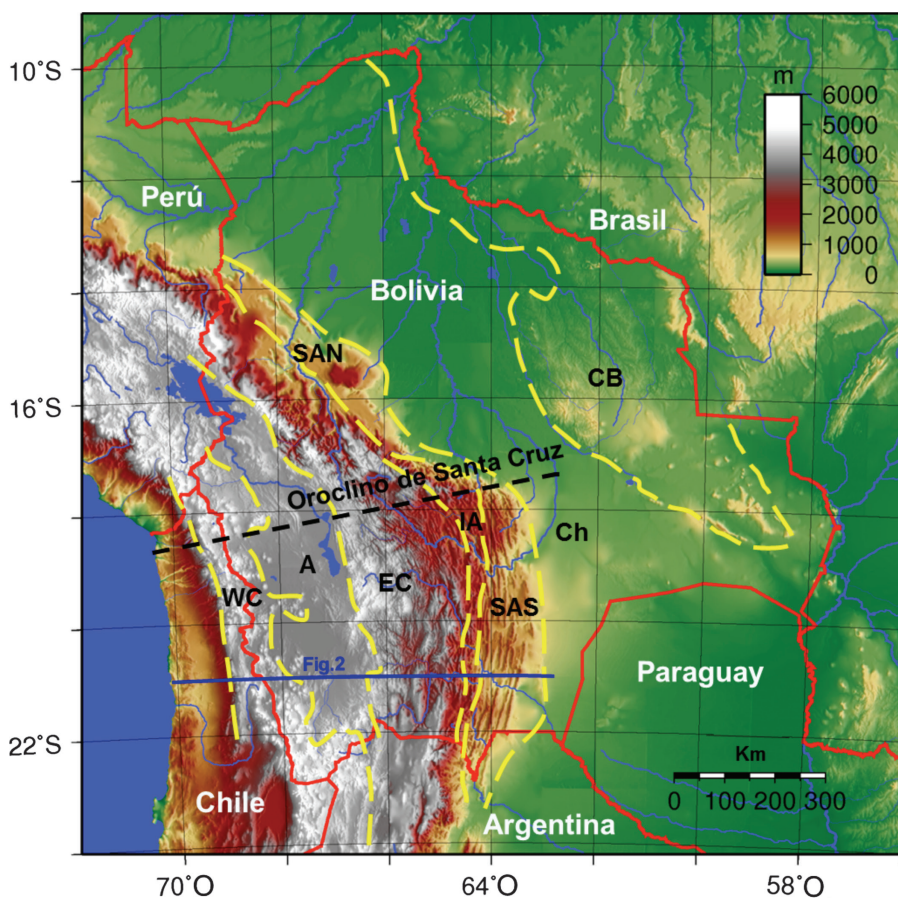


Figura 1. Mapa de elevación digital con las unidades morfoestructurales definidas en los Andes Centrales. WC: Cordillera Occidental; A: Altiplano; EC: Cordillera Oriental; IA: Interandino; SAN: Subandino Norte; SAS: Subandino Sur; Ch: Llanura del Chaco; CB: Cratón Brasiliano.

tienen rumbo NO, mientras que hacia el sur son aproximadamente N-S. Al sur del oroclino de Santa Cruz, la Cordillera de los Andes se compone de cinco unidades morfoestructurales: Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental, Interandino y Subandino Sur (Figura 1 y 2).

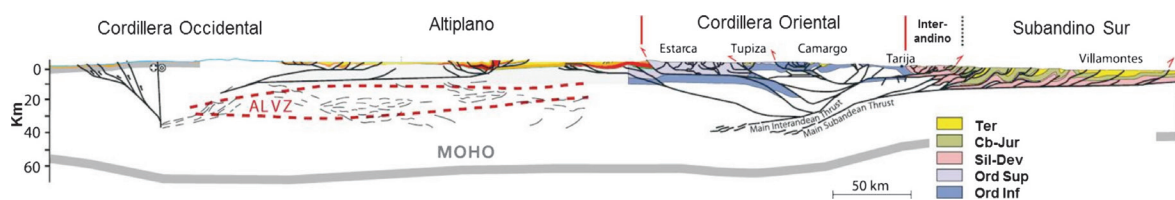


Figura 2. Sección estructural regional de los Andes Centrales a los 21° S en donde se distinguen las unidades morfoestructurales y los principales rasgos tectónicos. Modificado de Elger *et al.* (2005).

La columna estratigráfica del Subandino Sur de Bolivia alcanza aproximadamente 10.000 m de espesor, e involucra rocas cuyas edades abarcan desde el Silúrico hasta el Cuaternario (Figura 3). Esta columna apoya sobre un basamento pre-silúrico no deformado y se la puede dividir en tres ciclos sedimentarios mayores: Siluro-Devónico, Carbonífero-Jurásico y Cenozoico (Starck, 1995).

Ciclo	Gr/Fm	Litología
Cenozoico	CHACO	EMBOROZU
		GUANDACAY
		TARIQUIA
		YECUA PETACA
Cb - Jur	TACURU	ICHOA
		CASTELLON
		TAPECUA
		BASALTO ENTRE RIOS
	CUEVO	IPAGUAZU
		VITIACUA
		CANGAPI
		SANTELMO
	MANDIYUTI	ESCARPMENT
		TAIGUATI
	MACHARETI	CHORRO
		TARIJA
		ITACUAMI
		TUPAMBI
Sil - Dv	U Dv	IQUIRI
	M Dv	LOS MONOS
	L Devonian	HUAMAMPAMPA
		ICLA
		SANTA ROSA
	Silurian	TARABUCO
		KIRUSILLAS

Areniscas

Pelitas

Conglomerados

Calizas

Figura 3. Columna estratigráfica simplificada de la zona de estudio. Con flechas negras se identifican los principales niveles de despegue involucrados en la deformación. Modificado de Sempere (1990).

Desde el punto de vista estructural, el Subandino Sur se puede describir como una típica faja plegada y corrida de lámina delgada. Limita al este con la cuenca de antepaís no deformada y al oeste con el sistema Interandino. Está conformado por anticlinales aflorantes, estrechos y de gran continuidad a lo largo del rumbo (Mingramm *et al.*, 1979).

La estructura profunda está compuesta por corrimientos de bajo ángulo, con despegue basal en las pelitas silúricas de la Formación Kirusillas y despegues superiores en la Formación Los Monos de edad devónica (Baby *et al.*, 1992). La superficie de despegue basal es sumamente plana y presenta una suave inclinación (entre 1,5° y 3,5°) hacia el oeste. En la Figura 4 se presenta una sección estructural regional ubicada a la latitud del Río Pilcomayo, donde se pueden observar los diferentes estilos estructurales que se identifican en el Subandino Sur de Bolivia.

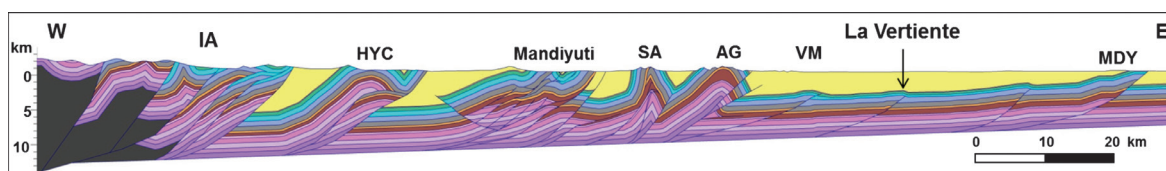


Figura 4. Sección estructural regional ubicada a la latitud del Río Pilcomayo (véase ubicación en mapa de la Figura 8). IA: Interandino, HCY: Huayco; SA: San Antonio; AG: Aguaragüe; VM: Villamontes; MDY: Mandeyapecua. Modificado de Apreda *et al.* (2010), Zapata *et al.* (2005), Rebay *et al.* (2001) y Giraudo y Limachi (2001). Se remarcen las variaciones en los estilos estructurales que se distinguen en las diferentes estructuras.

Existe consenso entre diferentes autores en que las estructuras del Subandino Sur se habrían generado en secuencia normal, comenzando entre los 12,4 Ma y los 8,5 Ma, alcanzando el tren estructural de Suaruro-Mandiyutí-Iñiguazú-Bermejo-Sierra Baja de Orán entre los 8 Ma y los 6.7 Ma (Hernández *et al.*, 2002; Brusset *et al.*, 2002; Uba *et al.*, 2009). De acuerdo a la interpretación de estratos de crecimiento en líneas sísmica 2D, a los 5,9 Ma se habría producido una propagación del frente de deformación hasta la estructura de La Vertiente (Moretti *et al.*, 1996; Uba *et al.*, 2009). Un pulso de deformación fuera de secuencia habría comenzado a espaldas de la estructura de La Vertiente en las estructuras de San Antonio, Aguaragüe y Agua Salada entre los 5 Ma y 2 Ma (Mosquera, 1999; Hernández *et al.*, 2002; Uba *et al.*, 2009). Desde los 4,5 Ma y hasta la actualidad habría comenzado un nuevo pulso de deformación fuera de secuencia que afecta a todo el Subandino Sur, y que culmina con el levantamiento de la estructura de Mandeyapecua (Hernández *et al.*, 2002; Uba *et al.*, 2009). En la actualidad la deformación se estaría concentrando en las serranías de Suaruro, Aguaragüe y Mandeyapecua (Mugnier *et al.*, 2006; Brooks *et al.*, 2011).

ESPACIAMIENTO ENTRE ESTRUCTURAS

Cuando se analiza la geometría en planta de la faja plegada y corrida del Subandino Sur de Bolivia se observa que uno de sus rasgos más característico es la regularidad en el espaciamiento

entre trenes estructurales. Diferentes autores han estudiado los factores que controlan el espaciamiento entre estructuras en fajas plegadas y corridas de piel fina. Bombolakis (1986) sugiere que el espaciamiento entre estructuras está controlado por el espesor y las características reológicas de la columna deformada, la pendiente de la topografía y el campo de esfuerzos actuante.

Liu y Dixon (1995) basados en modelos análogos y numéricos proponen una relación lineal entre espesor y espaciamiento para estructuras de dúplex en fajas plegadas y corridas de piel fina. Estos autores plantean un modelo en el que concentraciones de estrés asociadas al plegamiento por buckling resultan ser puntos precursores de fallamiento. En dichos modelos, el espaciamiento estaría controlado por la longitud de onda del plegamiento por *buckling*, el cual depende del espesor y de las propiedades mecánicas de la columna deformada.

Mandal *et al.*, (1997), basados en modelos análogos y numéricos, sugieren que la relación linear entre espaciamiento y espesor sólo es válida para pequeños espesores, y que en la medida que el espesor aumenta, el espaciamiento se acerca a un valor estable. Estos autores también analizan la relación entre el espaciamiento y la pendiente de la cuña deformada y concluyen que en la medida que la pendiente de la topografía aumenta, el espaciamiento tiende a un valor estable.

Mandal *et al.* (1997) y Hatcher (2004) sugieren que las irregularidades en la topografía del basamento pueden resultar en un punto de concentración para los corrimientos, y por lo tanto resultarían ser un control de primer orden en la ubicación y el espaciamiento entre estructuras.

Basados en modelos numéricos de elementos finitos, Fillon *et al.* (2013) sugieren que el espaciamiento entre estructuras estaría controlado por el espesor de la cuña sedimentaria y por la rigidez flexural de la corteza. Dichos modelos indican que el espaciamiento entre estructuras aumenta con el espesor de la cuña sedimentaria, y que en la medida que la rigidez flexural disminuye, la cuña sedimentaria se torna más estrecha, y por lo tanto también disminuye el espaciamiento.

Una relación inversa entre el coeficiente de fricción basal y el espaciamiento es propuesta por diferentes autores (Hubbert y Rubey, 1959; Mandal *et al.*, 1997; Allmendinger, 1999), y es utilizada por algunos autores para estimar las variaciones de coeficiente de fricción basal en distintas cuñas orogénicas (Schott y Koyi, 2001; Ghosh y Hazra, 2011).

Espaciamiento máximo

Hubbert y Rubey (1959) analizaron la mecánica de los grandes sobrecorrimientos que se observan en numerosos ejemplos de fajas plegadas y corridas. Este análisis se basa en el estrés máximo que soporta una lámina de sección rectangular antes de romperse (Figura 5a).

Las variables involucradas en la formulación incluyen, además del estrés aplicado, el análisis de fractura basado en la teoría de fractura de Mohr-Coulomb. De esta forma se expresa el espacia-

miento máximo (X) en función del espesor de la columna deformada (Z), densidad del material (ρ), coeficiente de fricción basal (μ_b), ángulo de fricción interna (ϕ), cohesión (S_0) y la constante de gravitación universal (g).

$$X = C_0 \times (\mu_b \rho g)^{-1} + \frac{1}{2} K Z \mu_b^{-1}$$

donde

$$C_0 = 2 S_0 K^{1/2}$$

y

$$K = (1 + \sin \phi) / (1 - \sin \phi)$$

De dicho análisis se concluye que el espaciamiento máximo guardaría una relación lineal con el espesor de la lámina deformada, y sería inversamente proporcional al coeficiente de fricción basal.

Mandal *et al.* (1997) realizan un análisis similar, pero en el que se contempla una geometría de cuña, situación más cercana a la que se observa en los ejemplos de estructuras de fajas plegadas y corridas. Estos autores concluyen que en la medida que la pendiente topográfica aumenta, y de no mediar otros cambios, el espaciamiento se acerca a un valor estable.

Schott y Koyi (2001) a partir de las ecuaciones propuestas por Mandal *et al.* (1997) definen la relación existente entre el espaciamiento, coeficiente de fricción basal, espesor y ángulo de fricción interna, entre otros parámetros mecánicos para una geometría que se aproxima a la de una cuña (Figura 5b).

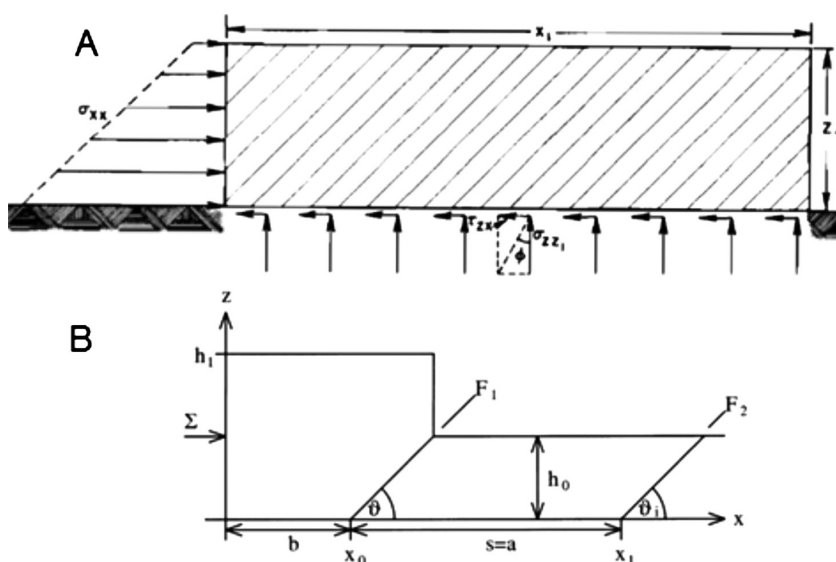


Figura 5. A: Esquema que ilustra la geometría y distribución de fuerzas propuestas por Hubbert y Rubbey (1959) para el análisis de la mecánica de grandes sobrecorrimientos. B: Esquema que ilustra la geometría y distribución de fuerzas propuestas por Schott y Koyi (2001) para el análisis del espaciamiento entre corrimientos.

La ecuación que definen estos autores relaciona el espaciamiento (X) con los espesores (h_1 y h_0), los coeficientes de fricción basal e interna (μ_b y μ) y los ángulos de corte de la falla preexistente y de la nueva estructura (ν y ν_i).

$$\mu_b = \{ (h_0 \times M/L) - (h_1 \times M/L) \} / [2X + (h_1 / \tan \nu) - (h_0 / \tan \nu_i)] + \{ (h_0 \times N/L) - (h_1 \times N/L) \}$$

donde

$$M = (\sin 2\nu)/2 + \mu \cos^2 \nu$$

$$L = -(\sin 2\nu)/2 + \mu \sin^2 \nu$$

$$N = \cos 2\nu - \mu \sin 2\nu$$

Espaciamiento típico en el Subandino Sur

Si se mide el espaciamiento actual entre los diferentes trenes estructurales del Subandino Sur se observa un rango bien definido en el espaciamiento, con valores que se ubican entre los 5 y los 22 km (Rocha 2013). También se verifica una moda muy concentrada entre los 10 y 15 km de espaciamiento (Figura 6).

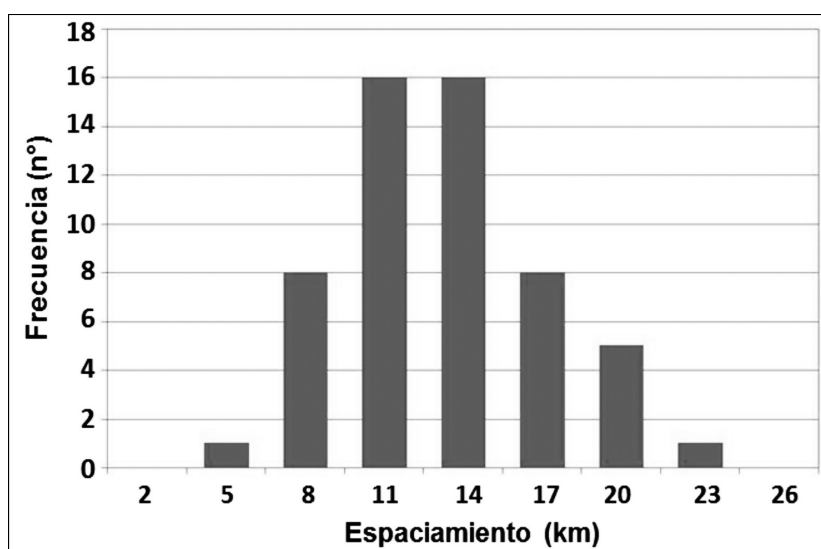


Figura 6. Gráfico de frecuencia de espaciamiento actual entre estructuras (según Rocha 2013).

La regularidad en el espaciamiento sugiere que en términos generales, factores como la fricción basal, las propiedades mecánicas y el espesor de la cuña deformada se mantuvieron relativamente estables durante la evolución de la deformación del Subandino Sur. Esto implica que existió cierto equilibrio entre el avance de la deformación y la depositación-erosión en el frente de deformación y en la cuenca de antepaís.

Espaciamiento anómalo: la estructura de La Vertiente

La estructura La Vertiente es un pliegue relacionado a falla, con escaso rechazo y sin desarrollo importante del nivel de despegue superior de la Formación Los Monos (Figuras 4 y 7). De acuerdo a la interpretación de discordancias observadas en la sísmica 2D disponible en el área, y su correlación con la columna estratigráfica levantada y datada en el Angosto del Pilcomayo (véase ubicación en Figuras 11 y 12), la deformación habría comenzado alrededor de los 6 Ma (Moretti *et al.*, 1996; Uba *et al.*, 2009). Esto indicaría una edad de deformación anterior a la de las estructuras de San Antonio, Aguaragüe y Villamontes.

Restituyendo el corte del Río Pilcomayo de la Figura 4, se puede inferir que la estructura de La Vertiente se habría ubicado aproximadamente a 65 km de distancia de la estructura de Mandiyuti (Figura 7). Uba *et al.* (2009) ubican a la estructura de La Vertiente a aproximadamente 70 km de distancia del sobrecorrimiento de Mandiyuti, estructura donde se habría ubicado el frente de deformación. Estos valores resultan ser entre 2 y 3 veces el espaciamiento típico que se identifica en el resto de las estructuras del Subandino Sur (Figura 6).

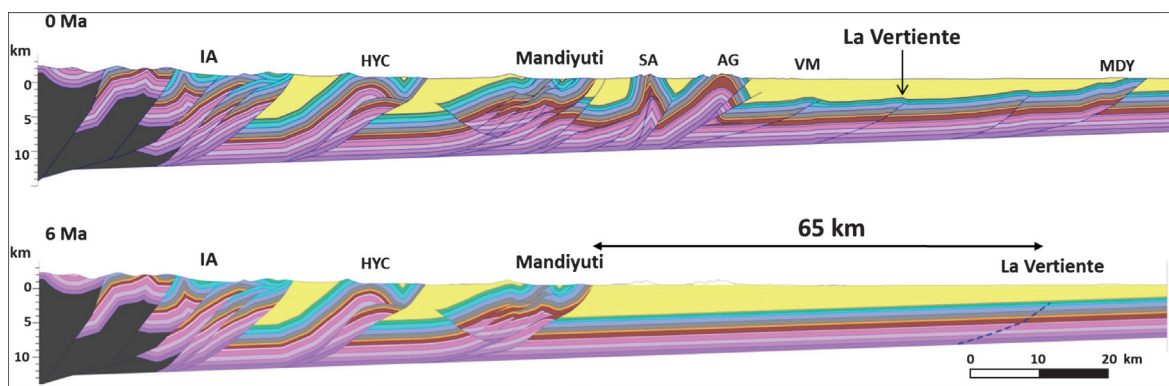


Figura 7. Sección estructural del Río Pilcomayo y una restitución tentativa para la edad de comienzo de la deformación de la estructura de La Vertiente (6 Ma). IA: Interandino, HCY: Huayco; SA: San Antonio; AG: Aguaragüe; VM: Villamontes; MDY: Mandeaypecua.

Para explicar este espaciamiento anómalo se pueden revisar las consideraciones de Hubbert y Rubey (1959), donde se define que el espaciamiento máximo entre estructuras estaría controlado por el espesor, la densidad, el coeficiente de fricción basal, ángulo de fricción interna y la cohesión

de la columna deformada (Hubbert y Rubey, 1959; Mandal *et al.*, 1997; Schott y Koyi, 2001).

La columna estratigráfica involucrada en la deformación del Subandino Sur es relativamente homogénea desde el punto de vista litológico. Por lo tanto se podría asumir que durante la evolución de la deformación no ha habido cambios significativos de la densidad, el ángulo de fricción interna y la cohesión de la columna deformada.

Otra de las variables involucradas es el espesor de la cuña deformada. Teniendo en cuenta que el espesor de los ciclos Silúrico-Devónico y Carbónico-Jurásico muestran una gran regularidad a lo largo del Subandino Sur, se puede restringir este análisis a las variaciones de espesor del ciclo Neógeno. Este ciclo está estrechamente relacionado a la evolución de la deformación, formando una cuña de espesor variable originada por la subsidencia diferencial generada por la carga tectónica de los Andes Centrales. Las diferencias laterales en el espesor medido de los depósitos cenozoicos a lo largo del frente de deformación superan los 500 m, y serían responsables de los diferentes estilos estructurales que se identifican frente de deformación del Subandino Sur de Bolivia (Rocha 2013).

Considerando el análisis de la sección 3.1, para lograr un espaciamiento de entre 2 y 3 veces el espaciamiento típico, habría que al menos duplicar el espesor de la columna deformada. Esto significa que el ciclo Neógeno debería haber tenido al momento de la deformación de la estructura de La Vertiente un espesor de más de 10.000 m. Esta posibilidad resulta altamente improbable, no solo porque no existe ningún registro de espesores de esa magnitud en todo el Subandino Sur, sino porque el mismo debería haber ocurrido por un lapso de tiempo acotado, ya que el espaciamiento que se verifica en las estructuras generadas con posterioridad a la estructura de La Vertiente vuelve a ubicarse en los valores típicos del Subandino Sur.

Finalmente, otra de las variables a analizar es el coeficiente de fricción basal de la Formación Kirusillas. Si bien se interpreta que esta unidad es relativamente homogénea desde el punto de vista litológico, se podría interpretar que la presión de fluidos pudo haber variado tanto espacial como temporalmente durante la evolución de deformación del Subandino Sur.

Diferentes autores sostienen que el coeficiente de fricción basal es una variable dependiente de las propiedades físicas de la roca y de los fluidos contenidos. Hubbert y Rubey (1959) definen el coeficiente λ como el cociente entre la presión de fluidos y la presión litostática presentes en una roca, y lo relaciona al coeficiente de fricción basal según la siguiente fórmula:

$$\mu_b = \mu (1 - \lambda)$$

donde μ representaría el coeficiente de fricción interna propio de la litología, es decir, sin presión de fluidos, mientras que μ_b sería el coeficiente de fricción basal afectado por una determinada presión de fluidos.

La misma relación se puede deducir del análisis propuesto por Dalhen *et al.* (1984), Allmendinger (1999) y más recientemente por Schott y Koyi (2001). Estos últimos autores introducen

el término de coeficiente de fricción basal efectivo (*effective coefficient of basal friction*) para hacer referencia al coeficiente de fricción basal propio de la litología del nivel de despegue, sumado al efecto que la presión de fluidos tendría sobre el mismo.

POSIBLES CAUSAS DEL ESPACIAMIENTO ANÓMALO

Aumento de la sobrecarga

El origen del espaciamiento anómalo de la estructura de La Vertiente fue analizado por algunos autores. Uba *et al.* (2009) proponen que la implantación de un clima más húmedo hacia fines del Mioceno habría generado un cambio de los ambientes de deposición en la zona del frente de deformación en el segmento del Río Pilcomayo. Según estos autores alrededor de los 8 Ma comienza una etapa de alta erosión y transporte, con una modificación de los ambientes de deposición, desde pequeños ríos hasta el gran mega-abanico del Río Pilcomayo que se observa en la actualidad. A este cambio se lo relaciona con el aumento de precipitaciones que se verifica para esta edad (*South American Monsoon*). Estos autores proponen que estos depósitos serían responsables de un aumento de la sobrecarga, lo que habría resultado en altas presiones porales en el nivel de despegue basal y por lo tanto en una caída en la resistencia de dicho despegue.

Esta propuesta no resultaría del todo viable ya que una mayor sobrecarga, si bien generaría el aumento de las presiones porales del nivel de despegue basal, dicho aumento no implica necesariamente un aumento del coeficiente λ . El aumento de la sobrecarga, de no mediar otros efectos, generaría un aumento tanto de la presión de fluidos como de la presión litostática. Por lo tanto, al no verificarse un aumento significativo del coeficiente λ , no se puede predecir una disminución importante del coeficiente de fricción basal efectivo.

Por otro lado, siendo que la implantación del mega-abanico del Río Pilcomayo perdura hasta el presente, mediante esta propuesta no se podría explicar el carácter transitorio del aumento en el espaciamiento al momento de la deformación de la estructura de La Vertiente.

Engelder (2012), basado en modelos numéricos de transporte de sedimentos en sistemas montañosos y deposición en cuencas de antepaís, sugiere que un aumento de erosión producto de un cambio climático no podría explicar el aumento en la tasa de sedimentación. Por el contrario, un cambio de este tipo generaría el rebote flexural del sistema montañoso y la disminución del espacio de acomodación en la cuenca de antepaís (Engelder, 2012).

Por último, la propuesta de Uba *et al.* (2009) no tiene en cuenta la situación actual que se presenta en el frente de deformación. Cuando se analiza la topografía actual, se puede advertir claramente que el gran mega-abanico del Río Pilcomayo no representa un rasgo topográfico positivo, sino que por el contrario resulta coincidente con una zona topográficamente baja del frente de de-

formación. Si bien la extensión areal del mega-abanico es muy importante, topográficamente no representa un rasgo positivo que permita justificar un aumento de sobrecarga significativo (Figura 8).

Las diferencias topográficas se pueden explicar por una alta capacidad de transporte que tiene en la actualidad el Río Pilcomayo, lo que le permitiría transportar los sedimentos generados en las zonas elevadas de los Andes a una mayor distancia del frente de deformación.

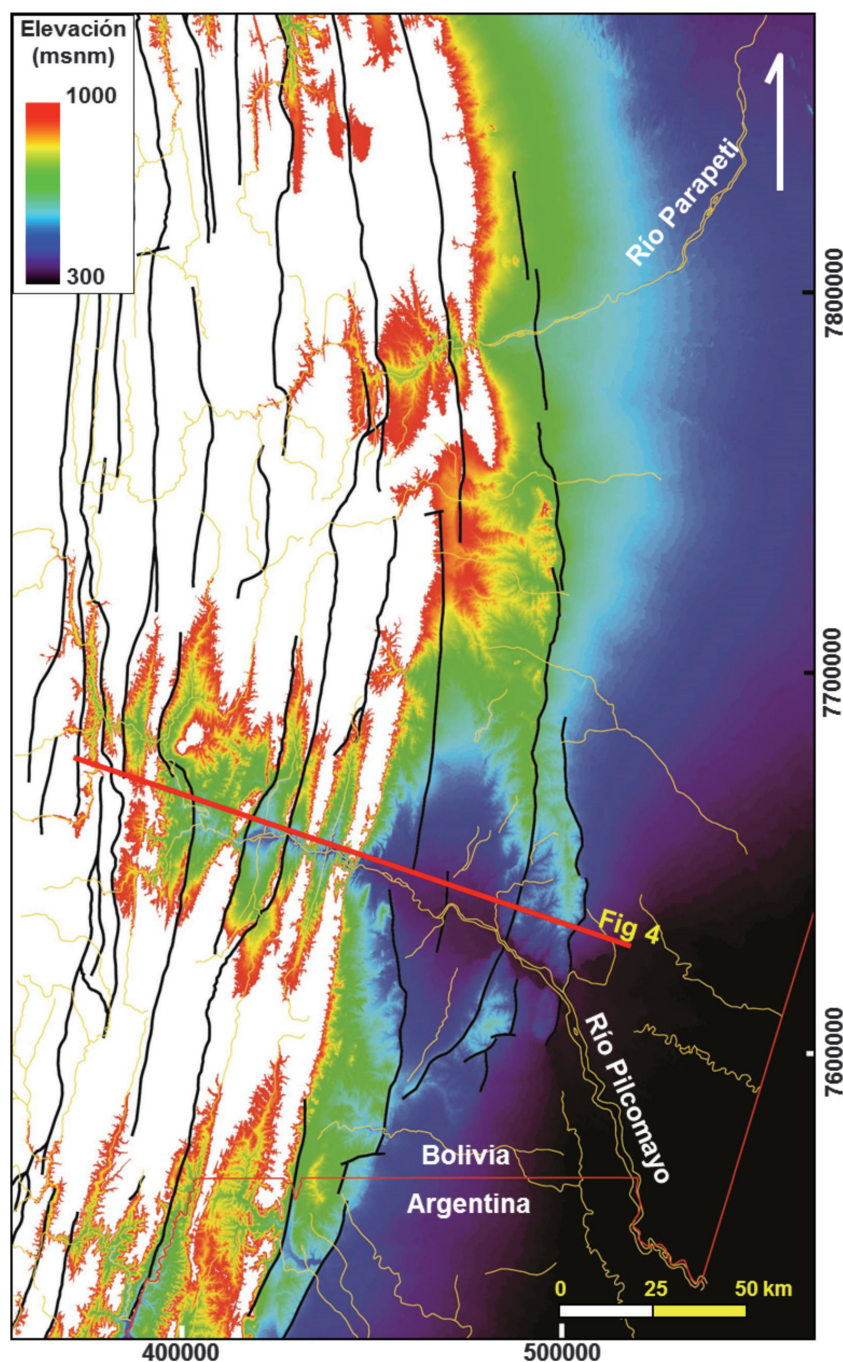


Figura 8. Mapa de elevación digital, donde se resaltan las diferencias topográficas entre los mega-abanicos correspondientes a los ríos Pilcomayo y Parapetí.

Disminución de la sobrecarga

Un modelo alternativo que podría explicar el espaciamiento anómalo de la estructura de La Vertiente sería una rápida disminución en la sobrecarga. Este efecto generaría una disminución directa de la presión litostática, y aunque la presión de fluidos también disminuiría, lo haría en menor proporción que la primera. Esto se explica por la diferencia que existe en el camino que siguen las curvas de compactación y de descompactación típicas de las rocas clásticas (Figura 9).

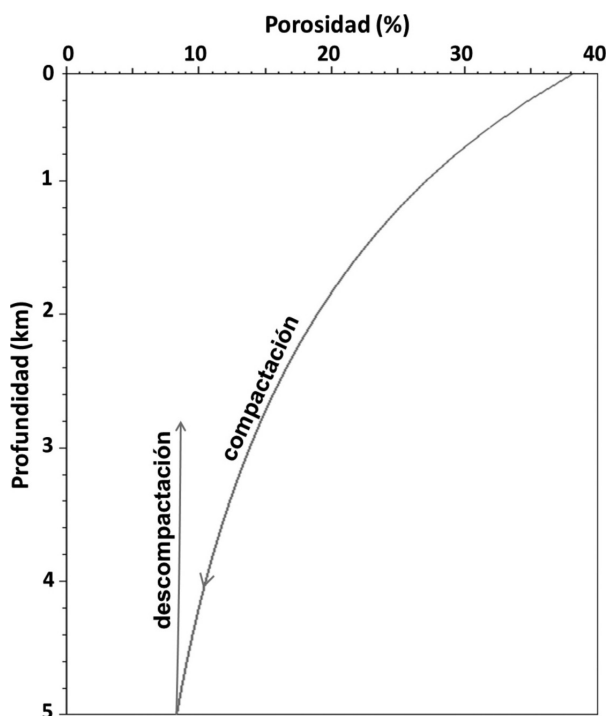


Figura 9. Curvas de compactación y descompactación típicas para una arenisca arcillosa.

Este efecto generaría un aumento del coeficiente λ , y por lo tanto una caída en el coeficiente de fricción basal efectivo. De acuerdo a las ecuaciones de Hubbert y Rubey (1959), Mandal *et al.*, (1997) y Schott y Koyi (2001), un descenso del coeficiente de fricción basal efectivo haría aumentar considerablemente el espaciamiento máximo entre estructuras.

El modelado de sistemas petroleros permite, además de modelar parámetros relacionados a la maduración y generación de hidrocarburos, hacer predicciones acerca de la evolución de la porosidad, la compactación y las presiones litostáticas y porales. Rocha (2013) realiza un modelo conceptual de sistemas petroleros para la zona del Río Pilcomayo en el que se contempla una sobrecarga previa a la deformación de la estructura de La Vertiente (> 6 Ma), similar a la que se

observa en la actualidad en el frente de deformación del segmento del Río Parapetí (3000 m para el ciclo Cenozoico). El modelo contempla un evento erosivo de 550 m entre los 6 y 5,8 Ma. Estos espesores de la cuña neógena representan valores similares a los que se observa en la actualidad en el frente de deformación en la zona de los ríos Parapetí (pre-erosión) y Pilcomayo (post-erosión) (Rocha 2013).

Hay que mencionar que no se dispone de ningún dato para calibrar las presiones porales del nivel de despegue basal, por lo que se debe considerar como una aproximación que sólo permitiría hacer una estimación de la evolución relativa de las presiones porales y litostáticas.

Los resultados muestran una importante caída de las presiones litostáticas y de fluidos entre los 6 y 5,8 Ma, junto con un aumento significativo del coeficiente λ (Figura 10). Esta variación del coeficiente λ resultaría en una caída del coeficiente de fricción basal efectivo que llega al 56% (Rocha 2013).

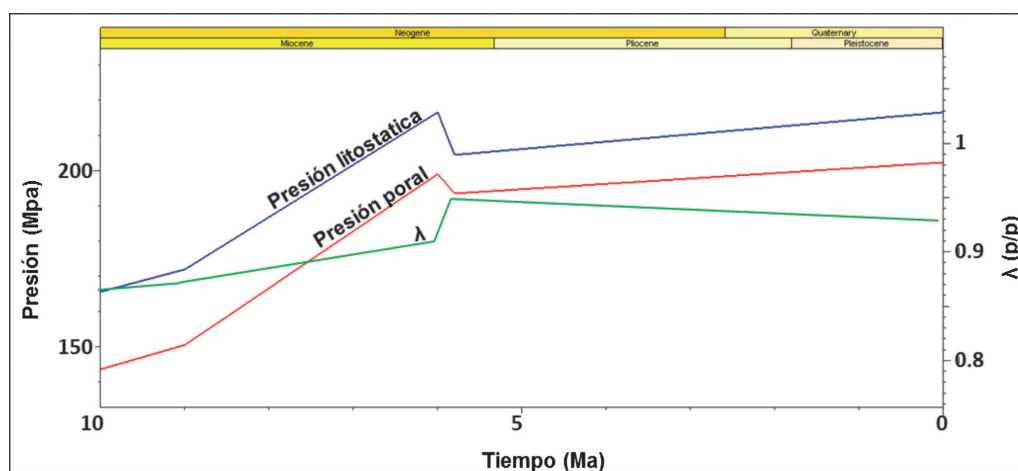


Figura 10. Evolución relativa de las presiones porales (línea roja) y litostáticas (línea azul) y el coeficiente λ (en línea verde) obtenido del modelo 1D de sistemas petroleros (según Rocha 2013). Se remarca el drástico aumento del coeficiente λ entre los 6 y 5,8 Ma.

De acuerdo a las ecuaciones de Schott y Koyi (2001), una variación de este orden podría explicar un aumento del espaciamiento que llegaría a duplicar el espaciamiento máximo que habría caracterizado a esta zona del Subandino Sur de Bolivia antes de la erosión postulada.

PERFIL DE EROSIÓN Y REDES DE DRENAJE

Lo que queda por analizar es qué tipo de proceso permitiría explicar una disminución en la sobrecarga como la modelada en la sección expuesta anteriormente. Una posibilidad sería suponer

un cambio importante en el perfil de erosión del Río Pilcomayo. La capacidad de erosión de un río está condicionada por la litología aflorante, la pendiente y el área de drenaje (Howard *et al.*, 1994).

$$E = K_p A^m S^n$$

donde E es la tasa de erosión, A es el área de drenaje, S la pendiente y K un coeficiente que varía con la litología, el régimen de flujo y el aporte sedimentario.

Asumiendo que el clima no ha variado sustancialmente con posterioridad al levantamiento del Altiplano y Cordillera Oriental (11-9 Ma) (Starck y Anzotegui, 2001, Strecker *et al.*, 2006, 2007), habría que buscar las causas que expliquen un descenso del nivel de base de erosión del Río Pilcomayo en variables como el área de drenaje.

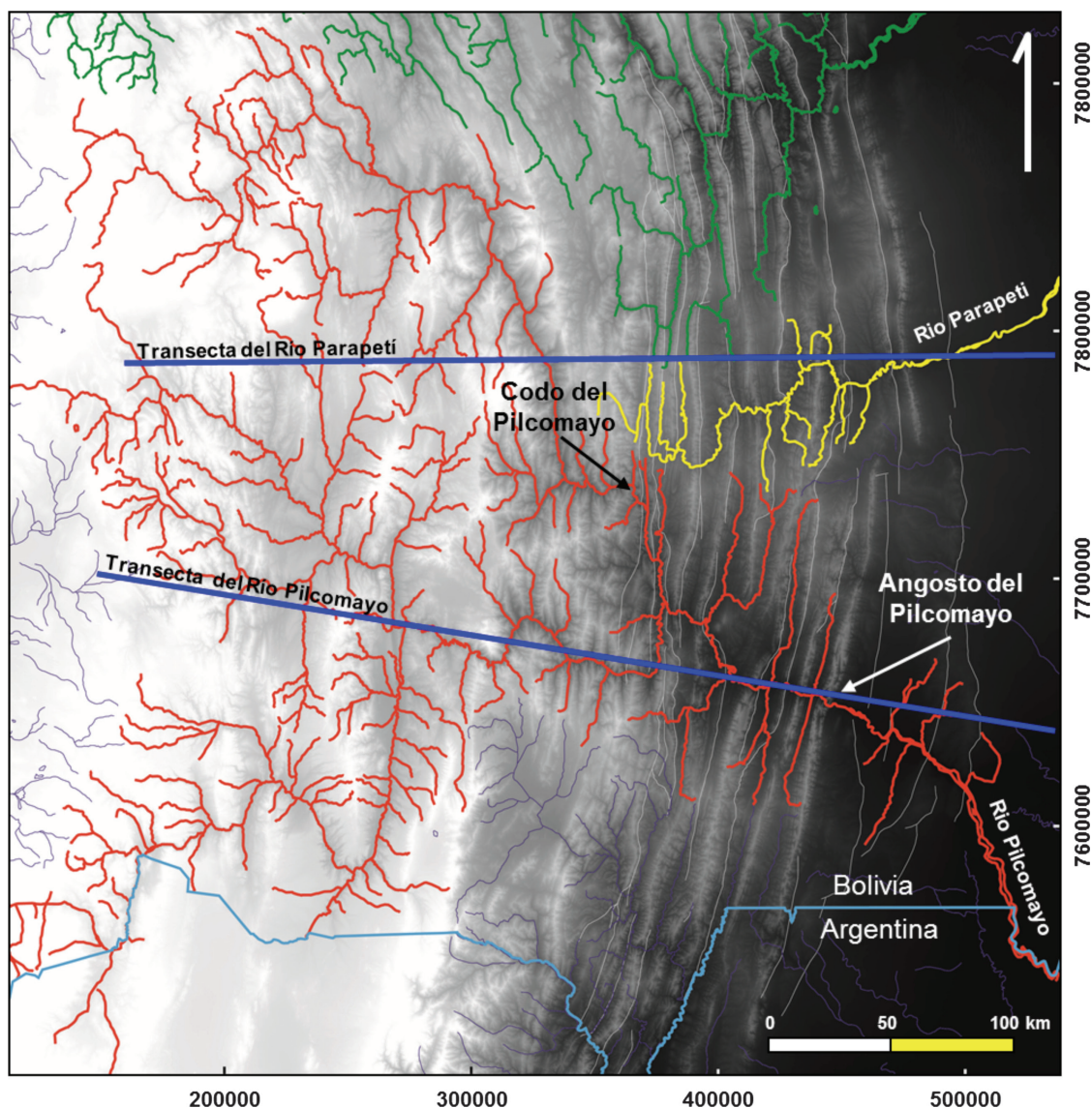


Figura 11. Modelo de elevación digital que cubre la zona correspondiente al Subandino Sur, Interandino y parte de la Cordillera Oriental del sur de Bolivia. Redes de drenaje de los ríos Parapetí (amarillo), Pilcomayo (rojo) y Grande (verde). En escala de grises se representa la elevación del terreno. Se destaca la asimetría de la red de drenaje en la cabecera del Río Parapetí, donde los principales afluentes se ubican casi exclusivamente en la margen norte del cauce principal.

A continuación se analizarán diferentes factores que ayudan a comprender los procesos que pueden haber generado una disminución de la sobrecarga en el frente de deformación al momento de la deformación inicial de la estructura de La Vertiente.

Redes de drenaje

Cuando se analizan las redes de drenaje actuales de los ríos Pilcomayo y Parapetí se verifica una enorme diferencia entre ambas. La red de drenaje medida sobre el frente de deformación del Río Pilcomayo cubre un área doce veces mayor que la del Río Parapetí. Por otro lado, es llamativo que las nacientes del Río Parapetí se ubiquen en el Sistema Interandino, sin drenar ningún sector de las zonas elevadas ubicadas en la Cordillera Oriental y Altiplano. El sector norte de la cuenca de drenaje del Río Pilcomayo cubre casi toda la zona del Altiplano y Cordillera Oriental ubicada a una latitud similar a la del Río Parapetí (Figura 11).

Otro rasgo que llama la atención en la red de drenaje del Río Parapetí es la asimetría que presentan sus afluentes en las cabeceras. Prácticamente la totalidad de los afluentes del Río Parapetí aguas arriba de la Serranía de Ingre, se ubican en la margen norte del mismo (Figura 11). Esta asimetría sugiere que parte de las cabeceras del Río Parapetí habrían sido capturadas desde el sur por los afluentes del Río Pilcomayo.

Finalmente, también se puede destacar que las nacientes del Río Parapetí en el Sistema Interandino se ubican en una posición muy cercana a un prominente codo del cauce del Río Pilcomayo (Figura 11).

Descenso de la tasa de sedimentación

Uba *et al.* (2007) presentaron una detallada sección estratigráfica del Angosto del Pilcomayo, con diferentes dataciones radimétricas que permiten hacer un análisis preciso de las tasas de sedimentación para las formaciones Yecua, Tariquia y Guandacay. Dicho perfil se encuentra en el flanco oriental de la estructura de Aguara Güe, sobre la quebrada del Río Pilcomayo (véase ubicación en las Figuras 11 y 12). Estos datos muestran una tasa de sedimentación para los depósitos de la Formación Tariquia que alcanza un valor máximo de aproximadamente 1000 m/Ma entre los 7,5 y 7,3 Ma, para luego descender a valores de alrededor de 300 m/Ma entre los 7,3 y 6 Ma (Figura 13).

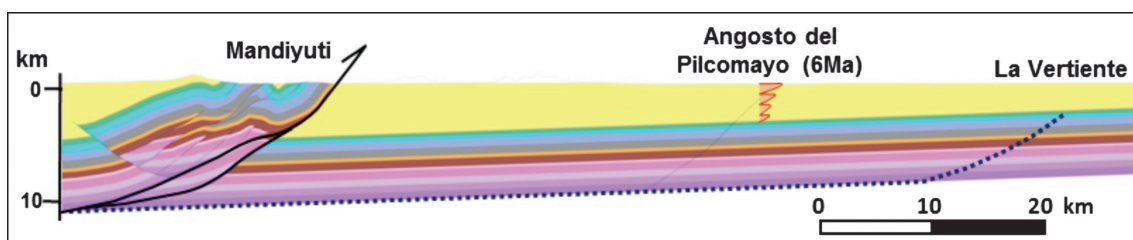


Figura 12. Sección estructural del Río Pilcomayo, restituída a tiempo anterior a la deformación de la estructura de La Vertiente, y posición relativa de la columna levantada por Uba *et al.*, (2009) en el Angosto del Pilcomayo.

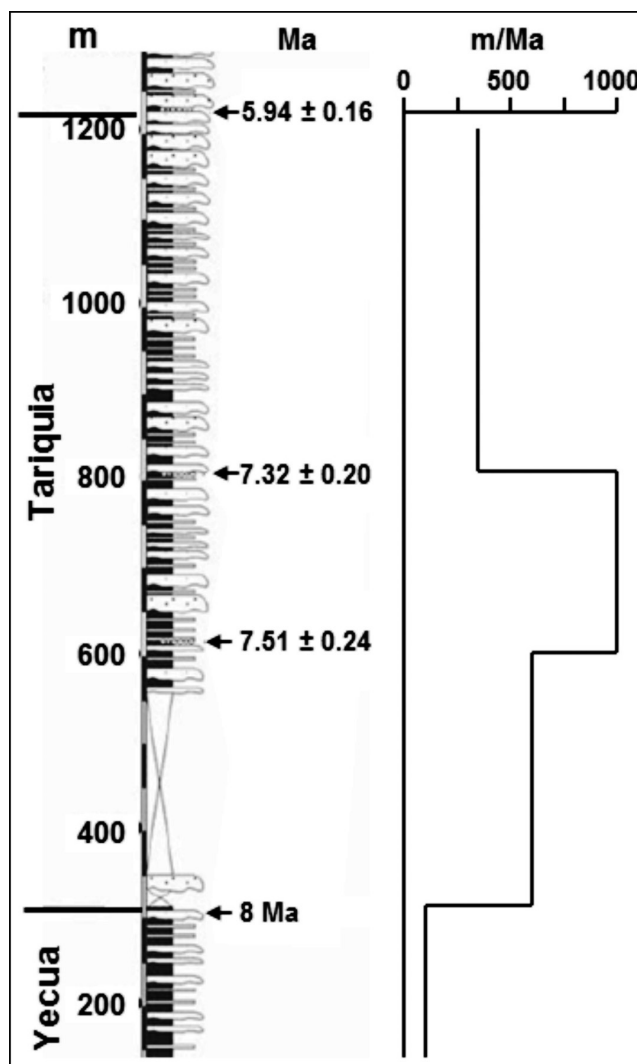


Figura 13. Sección estratigráfica del Angosto del Pilcomayo con tasas de sedimentación de las formaciones Yecua y Tariquia (modificado de Uba *et al.*, 2007), se destaca la caída de la tasa de sedimentación alrededor de los 7,3 Ma.

Hay que destacar que tanto la estructura de Aguaragüe como la de San Antonio se desarrollaron con posterioridad a los 5 Ma (Mosquera, 1999; Hernández *et al.*, 2002; Uba *et al.*, 2009), por lo que dicho descenso en la tasa de sedimentación habría ocurrido en una posición de antepaís (*foredeep*) medio a proximal en la evolución de la cuenca neógena del Subandino Sur.

El descenso de la tasa de sedimentación sugiere que poco después del comienzo de la deformación de la estructura de Mandiyuti (8-6,7 Ma), habría ocurrido un importante cambio en la cuenca de antepaís en la zona del Río Pilcomayo, con una caída en la tasa de sedimentación y posibles discordancias erosivas ubicadas dentro de los depósitos de la Formación Tariquia.

El espesor de la Formación Yecua

Los depósitos cenozoicos de la Cuenca de Chaco muestran un fuerte diacronismo, con una migración al este de los ambientes de depositación, que habría acompañado el avance del frente de deformación de la Cordillera Oriental y el Subandino Sur (Hernández *et al.*, 1999, 2005; Uba *et al.*, 2006, 2009).

La Formación Yecua en el sur de Bolivia está compuesta por hasta 400 m de pelitas, margas y areniscas calcáreas correspondientes a ambiente lacustre, fluvial efímero y marino restringido. Dichos depósitos están íntimamente relacionados a la generación de espacio por carga tectónica, producto del levantamiento de la Cordillera Oriental y posteriormente del sector occidental del Subandino Sur (Hulka, 2005; Hernández *et al.*, 2005; Uba *et al.*, 2006). Estos niveles representan depósitos de *foredeep* distal en la cuenca de antepais del Chaco (Hulka, 2005; Uba *et al.*, 2006).

De acuerdo a Hernández *et al.* (2005), los depósitos de la Formación Yecua ubicados al norte de la localidad de Mandeyapecua corresponden a una transgresión que se desarrolla desde el mar Caribe a lo largo del pie de los Andes, en un intervalo de tiempo que va desde los 10 hasta los 5 Ma. En diferentes posiciones del flanco este de la Sierra de Charagua se han datado muestras de tobas intercaladas en la Formación Yecua (Figura 14). Estas dataciones le asignan una edad alrededor de 7,8 a 7,2 Ma a dicha unidad en esta posición de la cuenca (Hernández *et al.*, 2005; Uba *et al.*, 2011).

Hernández *et al.* (2005) diferencian la transgresión de la Formación Yecua al norte de la Sierra de Mandeyapecua de la que se registra más al sur, en territorio argentino, a la cual le asignan una edad de entre 15 y 13 Ma. De acuerdo a dichos autores, al sur de la Sierra de Mandeyapecua no existirían depósitos marinos de la Formación Yecua correspondientes a la transgresión más joven (Figura 14).

Mapeando los espesores de la Formación Yecua en la zona del frente de deformación del Subandino Sur de Bolivia se puede delimitar una zona de no depositación o erosión de dicha unidad (Figura 14). Es de destacar que la zona de no depositación cubre el segmento correspondiente al Río Pilcomayo, y se hace particularmente notorio al este de la estructura de La Vertiente.

De acuerdo a Hernández *et al.* (2005), la ausencia de depósitos marinos de la transgresión caribeña al sur de la Sierra de Mandeyapecua sería producto de una región topográficamente elevada, controlada por límites de escala cortical, sumado a una menor subsidencia flexural que habría afectado a la zona. El problema de esta propuesta es que al momento de depositación de la Formación Yecua en la Serranía de Charagua (7,7 a 7,1 Ma), se verifica un máximo en la tasa de sedimentación en el Angosto del Río Pilcomayo. Este máximo en la tasa de sedimentación no sería compatible con una zona de menor subsidencia flexural relativa.

Una alternativa para interpretar la ausencia de depósitos marinos de la Formación Yecua en el sur de Bolivia sería pensar en un descenso del perfil de incisión del Río Pilcomayo. Dicho descen-

so podría haber ocurrido con posterioridad a los 7,32 Ma, y habría generado el rebote isostático de la cuenca de antepaís, y la erosión o no deposición de los niveles marinos de la Formación Yecua al sur de la Sierra de Mandeyapeca.

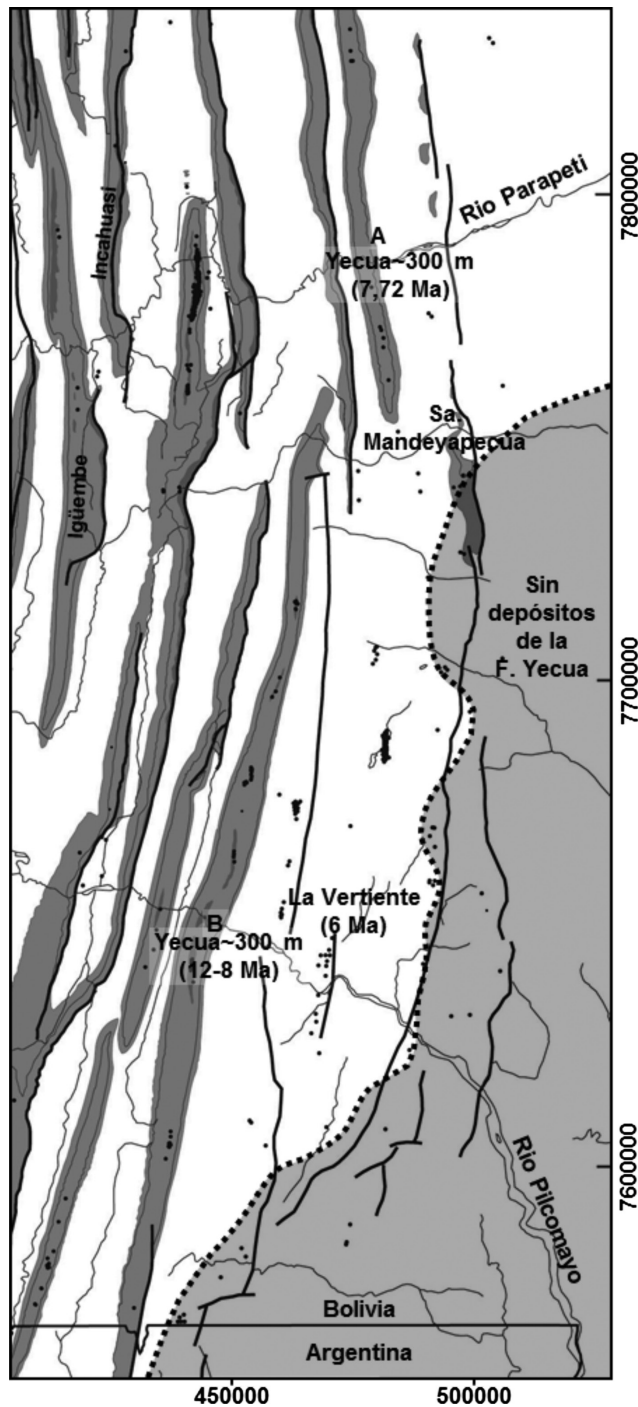


Figura 14. Mapa base con las principales estructuras de la zona de estudio. El polígono gris se resalta el *gap* de la Formación Yecua.

MODELO DE CAPTURA

Todo lo anterior permite proponer una posible captura del Río Pilcomayo respecto de parte del área de drenaje del Río Parapetí. Un proceso de este tipo generaría el aumento en el área de drenaje del Río Pilcomayo, lo que a su vez haría aumentar notablemente la capacidad de erosión de dicho río.

El aumento de la capacidad de erosión tendría como efecto una rápida disminución de la sobrecarga en las zonas elevadas del Subandino Sur e Interandino, lo cual generaría el rebote flexural en la cuenca de antepaís. Este rebote tendría como efecto una disminución en el espacio de acomodación y de la tasa de sedimentación en la cuenca de antepaís (Engelder, 2012). Localmente, un proceso de este tipo podría generar superficies de erosión interna dentro de los depósitos de *foredeep*. De esta forma se podría explicar la ausencia de niveles correspondientes a la Formación Yecua al sur de la Sierra de Mandeyapecua.

Modelo flexural 2D

Con la finalidad de analizar el efecto de la captura y erosión, se realizó un modelado 2D de la subsidencia flexural. Este modelo es una simplificación que no contempla el efecto de la distribución de cargas a lo largo del rumbo de las estructuras. A su vez, teniendo en cuenta que el levantamiento de los Andes a esta latitud tiene una componente térmica importante (Isacks, 1988; Allmendinger *et al.*, 1997), este tipo de análisis también debería contemplar el estado termal de la corteza. Sin embargo, considerando que la mayor parte de la erosión propuesta se habría producido en el borde oriental de los Andes y en el Subandino, se podría considerar que el efecto termal no sería determinante para esta posición.

El modelo se construyó contemplando los parámetros mecánicos de la corteza propuestos por Prezzi *et al.* (2009) para los Andes Centrales (Densidad de la carga: 2200 kg/m³, densidad del manto: 3330 kg/m³, espesor elástico: 40 km, módulo de Young: 70 GPa). Se utilizó un perfil topográfico inicial (pre-erosión) que resulta de una transecta a la latitud del Río Parapetí (Figuras 11 y 15). Se realizaron diferentes pruebas hasta obtener un perfil topográfico similar al de una transecta a la latitud del Río Pilcomayo (Figuras 11 y 15). De esta forma se buscó hacer una estimación de la columna que sería necesario erosionar para explicar el cambio topográfico desde un perfil tipo Parapetí (pre-erosión) a una topografía similar a la que se observa en la actualidad en la zona del Río Pilcomayo (post-erosión). Los resultados del modelo muestran que en la zona del frente de deformación la erosión necesaria para reproducir los cambios topográficos propuestos es de 800 m (Figura 15).

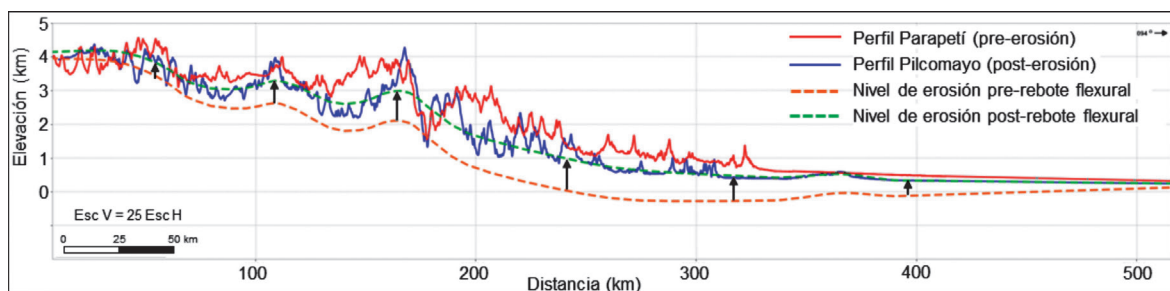


Figura 15. Perfiles topográficos de la zona del Río Parapetí (rojo) y de la zona del Río Pilcomayo (línea continua azul). Véase ubicación de las transectas en la Figura 11. Perfil de erosión previo al rebote flexural (línea discontinua anaranjada) y topografía modelada posterior al rebote flexural (línea discontinua verde).

Este valor es mayor a los 550 m de erosión que se usaron para modelar la evolución de las presiones porales y del coeficiente de fricción basal en la sección 4.2. Sin embargo, hay que considerar que en un modelo 2D se estaría sobrestimando el efecto del rebote flexural ya que no se contempla el efecto lateral de sostén de la placa sudamericana. Por esto es que este modelo debe considerarse como un enfoque que solo resulta útil a los fines de comprender la magnitud de los procesos involucrados.

Timing de la captura

Basados en el desarrollo de peneplanicies preservadas en la Cordillera Oriental y Altiplano, diferentes autores sugieren que la red de drenaje del Río Pilcomayo en las nacientes ubicadas en la Cordillera Oriental no habría variado sustancialmente desde los 10 Ma (Kennan *et al.*, 1997; Barke y Lamb, 2006; Barnes y Heins, 2009). Esto permite inferir que cualquier cambio de la red de drenaje de dicho río debió haber ocurrido en el ámbito del Subandino Sur o el Interandino.

Barke y Lamb (2006), basados en dataciones radimétricas de tobas intercaladas en las peneplanicies preservadas y en los cauces de los ríos Pilcomayo y San Juan de Oro, sugieren que alrededor de los 6,5 Ma habría ocurrido un aumento significativo en la erosión y una importante incisión en los cauces de dichos ríos.

El momento de la captura habría que ubicarlo entre los 6,7 Ma y 6 Ma, con posterioridad al comienzo de la deformación en la estructura de Mandiyuti y previo al inicio de la deformación de la estructura de La Vertiente. Tentativamente se podría proponer como zona de la captura a la región que se ubica próxima al codo del Río Pilcomayo (Figura 11). Este proceso se podría haber generado como respuesta al crecimiento de las estructuras de Igüembe e Incahuasi, cuyo desarrollo queda limitado al segmento correspondiente al Río Parapetí, sin extenderse hasta la zona del Río Pilcomayo. Correlacionando las edades de deformación en los diferentes trenes estructurales definidos en el norte de Argentina (Hernández *et al.*, 2002) y sur de Bolivia (Brusset *et al.*, 2002), se puede inferir que la edad tentativa del comienzo de la deformación de las estructuras de Igüembe e

Incahuasi estaría entre los 9 y los 7 Ma. Se podría interpretar que la captura se produjo luego de un crecimiento importante de dichas estructuras, cuando las mismas hubieran expuesto en superficie los niveles del Mesozoico o más antiguos, los cuales resultan sustancialmente más resistentes a la erosión que los depósitos Cenozoicos. De este modo se generaría una barrera más resistente a la erosión, lo cual habría favorecido una captura desde el sur por parte del Río Pilcomayo.

De esta forma se puede asumir que al momento inicial de la deformación de la estructura de Mandiyutí la capacidad de erosión del Río Pilcomayo habría sido muy inferior a la actual, y por lo tanto la sobrecarga de los depósitos de *foredeep* y las sobrepresiones generadas en la Formación Los Monos habrían sido muy importantes, tentativamente similares a las que en la actualidad se observan en el frente de deformación en la zona del Río Parapetí. Esto es coincidente con lo que se puede interpretar considerando la datación radimétrica de una toba perteneciente a la Formación Guandacay en la Quebrada del Río Ingre (comunicación personal R Hernández/XR Geomap S.A.). De acuerdo a esta datación, el espesor de los depósitos preorogénicos ubicados inmediatamente al oeste de la estructura de Mandiyutí sería de aproximadamente 3400 m (Rocha 2013).

Con posterioridad a la captura, la capacidad de erosión del Río Pilcomayo habría aumentado notablemente, generando un descenso en la topografía de las zonas elevadas de los Andes y en la zona de *foredeep* de la cuenca de antepaís. La remoción de material de las zonas elevadas a su vez generaría un rebote flexural de la placa Sudamericana y un descenso en la subsidencia y tasa de sedimentación de la cuenca de antepaís. Esta situación perduraría hasta la actualidad, ya que se verifica que la cuña neógena que existe en el frente de deformación en la zona del Río Parapetí es alrededor de 550 m más potente de la que se verifica en la zona del Río Pilcomayo. Todo esto habría generado una disminución de la sobrecarga que podría explicar un aumento del coeficiente λ y una drástica disminución del coeficiente de fricción basal efectivo (véase sección 4.2).

De esta forma, la propuesta de la captura permitiría explicar el espaciamiento “anómalo” de la estructura de La Vertiente, el cual por lo menos duplica los espaciamientos máximos que se verifican en el resto de los trenes estructurales del Subandino Sur.

DISCUSIÓN

La posible captura y erosión en la parte interna de la faja plegada también podría explicar el pulso de deformación fuera de secuencia que se registra en el norte de Argentina (Hernández *et al.*, 2002) y en la zona del Río Pilcomayo en el sur de Bolivia (Brusset *et al.*, 2002). El movimiento fuera de secuencia habría comenzado con la reactivación de la Sierra del Pescado aproximadamente a los 4,5 Ma, y migró hacia el este desde ese momento y hasta la actualidad (Hernández *et al.*, 2002). Se podría interpretar que una vez generada la estructura de La Vertiente, con posterioridad a los 6 Ma, y con el relleno de *wedge-top* en la cuenca de *piggy-back* desarrollada a espaldas

de la estructura de La Vertiente, se habrían restituido las condiciones de presiones en el nivel de despegue basal. De esta forma se podría entender la reactivación fuera de secuencia como la respuesta de la faja deformada para restablecer el equilibrio del modelo de cuña crítica propuesto por Dahlen *et al.* (1984).

Una de las dificultades que se plantea con este modelo es la ausencia de evidencias geomorfológicas de la captura (valles fluviales sobredimensionados, quiebres de pendientes, etc). El problema radica en que al tratarse de una zona tectónicamente activa, con crecimiento de las estructuras y erosión continua en las zonas elevadas al menos durante los últimos 10 Ma, resulta altamente improbable la preservación de un relieve que guarde evidencias geomorfológicas de una posible captura ocurrida alrededor de los 7 a 6 Ma.

Sin embargo, existe una suma de evidencias indirectas que permiten inferir que el modelo de la captura resulta ser una opción muy probable. Entre dicha evidencia se puede destacar:

- La geometría y ubicación de las nacientes del Río Pilcomayo
- La asimetría de la red de drenaje del Río Parapetí
- La evolución de la tasa de sedimentación en el Angosto del Pilcomayo
- La incisión de los cauces de los ríos Pilcomayo y San Juan de Oro (Barke y Lamb, 2006)
- Los espesores de la Formación Yecua

CONCLUSIONES

El espaciamiento entre estructuras depende fundamentalmente de variables como la fricción basal, las propiedades mecánicas, el espesor y los ángulos de la cuña deformada. Considerando estas variables en una faja plagada y corrida de lámina delgada, se pueden estimar cuales serían los espaciamientos mínimo y máximo esperables. En el caso del Subandino Sur se verifica que existe un rango bien definido en el espaciamiento actual entre estructuras, con valores que se ubican entre 5 y 22 km, con una moda muy marcada entre los 10 y 15 km.

La estructura de La Vertiente se generó con un espaciamiento de alrededor de 65-70 km, lo que resulta ser entre dos y tres veces el espaciamiento máximo que se observa en el resto de las estructuras del Subandino Sur. Para explicar esta “anomalía” se propone un modelo en el que una rápida disminución de la sobrecarga en el frente de deformación habría generado el aumento del coeficiente de fluidos λ y una drástica disminución del coeficiente de fricción basal efectivo. Para explicar la disminución de la sobrecarga se postula un aumento en la capacidad de erosión del Río Pilcomayo, lo cual se podría haber generado como consecuencia de la captura de una vasta región de la red de drenaje que previamente habría drenado al Río Parapetí.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los árbitros David Zubieta Rosetti y Facundo Fuentes por la lectura crítica y por los comentarios y sugerencias que ayudaron a enriquecer este trabajo. Los trabajos realizados fueron financiados con los proyectos PICT 2010-1441 y UBACyT 2008-2010 a nombre de Ernesto Cristallini.

REFERENCIAS CITADAS

- Allmendinger, R.W., 1999. Introduction to Structural Geology. Lecture notes, Cornell University, Ithaca, NY.
- Allmendinger, R. W., T. Jordan, S. Kay y B. L. Isacks, 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 25, p. 139–174.
- Apreada, D., M. D'Angiola, J.P. Alvarez, G. Vergani y R. Moreno, 2010. XIX Congreso Geológico Boliviano, Tarija, Bolivia: 175-177.
- Baby, P., G. Hérail, R. Salinas y T. Sempere, 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing: example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone. *Tectonics* 11: 523–536.
- Barke, R. y S. Lamb, 2006. Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes, *Earth and Planetary Science Letters* 249: 350-367.
- Barnes J.B. y W.A. Heins, 2009. Plio-Quaternary sediment budget between thrust belt erosion and foreland deposition in the Central Andes, southern Bolivia. *Basin Research* 21: 91–109.
- Bombolakis, E.G., 1986. Thrust-fault mechanics and origin of a frontal ramp, *Journal of Structural Geology* 8: 281-290.
- Brooks B. A., M. Bevis, K. Whipple, J.R. Arrowsmith, J. Foster, T. Zapata, E. Kendrick, E. Minaya, A. Echalar, M. Blanco, P. Euillades, M. Sandoval y R.J. Smalley, 2011. Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc. *Nature Geoscience* 4: 380–383.
- Brusset, S., P. Rochat, P. Baby y J. Flinch, 2002. Thrust kinematics and foreland basin dynamics of the southern subandean zone of Bolivia: new insight from Apatite fission track analysis. En *Andean Geodynamics: extended abstracts*. ParisToulouse: Institut de recherche pour le développement. IRD - Université Paul Sabatier: 101-104.
- Dahlen, F. A., J. Suppe y D. Davis, 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory, *Journal of Geophysical Research* 89: 10087– 10101.
- Elger K, O. Oncken y J. Glodny, 2005. Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano. *Tectonics* 24: 1-19
- Engelder, T., 2012. Investigating the coupling between tectonics, climate, and sedimentary basin development. Ph.D. thesis: University of Arizona, 233 p.
- Fillon, C., R.S. Huismans y P. van der Beek, 2013. Syn-tectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology* 41: 83–86

- Ghosh, T. y S. Hazra, 2011. Estimating basal friction and fluid pressure from the geometry and spacing of frontal faults in Naga fold thrust belt, India. *Marine and Petroleum Geology* 28: 1376-1380.
- Giraud, R. y R. Limachi, 2001. Pre Silurian control in the genesis of the central and southern Bolivian fold belt, *Journal of South American Earth Sciences* 14: 665-680.
- Hatcher, R. D. Jr., 2004, Properties of thrusts and upper bounds for the size of thrust sheets, en K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir* 82: 18– 29.
- Hernández R.M., C.I. Galli y J. Reynolds, 1999. Estratigrafía del Terciario en el noroeste Argentino. En G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino*, Salta, Argentina I: 316-328.
- Hernández, R.M., L. Echavarría, R. Allmendinger, J. Reynolds y T.E. Jordan, 2002. La faja plegada y corrida subandina del Noroeste Argentino. *Secuencias precrecimiento y crecimiento, geometría estructural y tiempo de evolución de los Andes. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG*, CD Trabajos Técnicos 25 p., Mar del Plata, Argentina.
- Hernández, R.M., T.E. Jordan, A. Dalenz Farjat, L. Echavarría, B.D. Idleman y J.H. Reynolds, 2005. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in Southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 495-512.
- Howard, A.D., W.E. Dietrich y M.A. Seidl, 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales: *Journal of Geophysical Research* 99: 13,971–13,986.
- Hubbert, M.K. y W.W. Rubey, 1959. Role of fluid pressure in the mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluid-filled porous solid and its application to overthrust faulting. *Bulletin Geological Society of America* 70: 115–166.
- Hulka, C., 2005. Sedimentary and tectonic evolution of the Cenozoic Chaco foreland basin, southern Bolivia. Ph.D. thesis: Berlin, Freie Universität Berlin, 100 p.
- Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 3211–3231.
- Kennan, L., S.H. Lamb y L. Hoke, 1997. High altitude paleosurfaces in the Bolivian Andes: evidence for late Cenozoic surface uplift. En *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction, and Interpretation*, ed. M. Widdowson. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 120: 307–323.
- Liu, S., y J. M. Dixon, 1995. Localization of duplex thrust-ramps by buckling: Analog and numerical modeling: *Journal of Structural Geology* 17: 875–886.
- Mandal, N., A. Chattopadhyay y S. Bose, 1997. Imbricate thrust spacing: experimental and theoretical analyses. En: Sengupta, S. (Ed.), *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-Scales*. Chapman and Hall, London: 143–165.
- Mingramm A., A. Russo, A. Pozzo y L. Cazau, 1979. Sierras Subandinas. En J.C.M. Turner ed., *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. V. 1: 95-138.
- Moretti, I., P. Baby, E. Mendez y D. Zubieta, 1996. Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Subandean zone from 18° to 22°S, South Bolivia. *Pet. Geosci.* 2: 17–28.
- Mosquera, A., 1999. Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales: IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidro-

- carburos. Actas, Mar del Plata, Argentina: Instituto Argentino del Petróleo y del Gas: 563– 578.
- Mugnier, J.L., D. Becel y D. Granjeon, 2006. Active tectonics in the Subandean belt inferred from the morphology of the Rio Pilcomayo (Bolivia), en Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., and Fisher, D., eds., *Tectonics, climate, and landscape evolution: Geological Society of America Special Paper 398, Penrose Conference Series: 353–369.*
- Rocha E., 2013. *Estilos estructurales del Subandino Sur de Bolivia.* Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita): 204 pp., Buenos Aires.
- Rebay G., J. Barrenechea, E. Requena y A. Rocha, 2001. San Alberto and San Antonio. Dos nuevos yacimientos gigantes de gas and condensado en Bolivia. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 67: 37-49.
- Prezzi, C. B., C.E. Uba y H.J. Götze, 2009. Flexural isostasy in the Bolivian Andes: Chaco foreland basin development. *Tectonophysics* 474, 526–543.
- Sempere, T., 1990. Cuadros Estratigraficos de Bolivia: *Propuestas Nuevas*, vol. 11. Revista Tecnica de YPFB, Santa Cruz, Bolivia, p. 215– 227.
- Schott, B. y H.A. Koyi, 2001. Estimating basal friction in accretionary wedges from the geometry and spacing of frontal faults. *Earth Planet. Sci. Lett.* 194: 221–227.
- Starck, D., 1995. Silurian–Jurassic stratigraphy and basin evolution of northwestern Argentina, en A. J. Tankard, R. Suarez Soruco, and H. J. Welsink, eds., *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62: 251– 268.
- Starck, D. y L.M. Anzótegui, 2001. The late Miocene climate change– persistence of climate signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 763–774.
- Strecker, M.R., A. Mulch, C.E. Uba, A.K. Schmitt y C. Chamberlain, 2006. Late Miocene onset of the South American Monsoon. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract index* T31E-06.
- Strecker, M.R., R.N. Alonso, B. Bookhagen, B. Carrapa, G.E. Hilley, E.R. Sobel y M.H. Trauth, 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 35: 747–787.
- Uba, C.E., C. Heubeck y C. Hulka, 2006. Evolution of the late Cenozoic Chaco foreland basin, Southern Bolivia. *Basin Res.* 18: 145–170.
- Uba, C.E., M.R. Strecker y A.K. Schmitt, 2007. Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the central Andes during the late Miocene. *Geology* 35: 979–982.
- Uba, C.E., J. Kley, M.R. Strecker y A.K. Schmitt, 2009. Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters* 281: 134–146.
- Uba, C.E., C.A. Hasler, L.A. Buatois, A.K. Schmitt y B. Plessen, 2011. Isotopic, paleontologic, and ichnologic evidence for late Miocene pulses of marine incursions in the central Andes. *Geology* 37: 827-830.
- Zapata, T.R., G. Zamora, A. Ansa y R. Varadé, 2005. Geometry and structural controls of fault-related folds from the Andes: examples from petroleum Provinces of Bolivia and Argentina. *International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basins, resúmenes digitales*, Beijing, China.