

FAJA PLEGADA Y CORRIDA SUBANDINA DEL NOROESTE ARGENTINO: ESTRATIGRAFÍA, GEOMETRÍA Y CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

Roberto HERNÁNDEZ¹ y Leandro ECHAVARRIA²

¹ XR Exploracionistas Regionales, Salta.

² Hochschild Mining Plc, Mendoza. Email: leandro.echavarria@hocplc.com

RESUMEN

Las Sierras Subandinas del noroeste argentino son una faja plegada y corrida que representa la deformación más oriental en los Andes Centrales. La estratigrafía está formada por más de 10 km de sedimentos de edad silúrica a actual. Los sedimentos siluro-devónicos incluyen más de 3.000 metros de sedimentos de plataforma marina somera, dispuestos en tres secuencias granocrecientes. La sedimentación carbonífera-jurásica muestra en la base una fuerte influencia glacial (Grupos Machareti y Mandiyuti), que evoluciona hacia condiciones más áridas y templadas hacia el techo (Grupos Cuevo y Tacurú). Por último, se deposita una potente secuencia continental en una cuenca de antepaís. El nivel de despegue principal de las Sierras Subandinas se encuentra en las pelitas silúricas e inclina 2°- 3° al oeste, y todas las fallas principales se despegan de él. Niveles de despegue intermedios importantes en las pelitas devónicas generan estructuras tipo *lift off* y el desacople de los niveles estructurales inferior y superior. Las Sierras Subandinas poseen un acortamiento mínimo de 60 km (36%) a la latitud de 22°40'. La deformación comenzó a los aproximadamente 8.5-9 Ma con el levantamiento de la sierra de El Pescado y el *backthrust* asociado y luego migró en dirección este. Se reconoce un importante estadio de deformación dominado por movimientos fuera de secuencia que comenzó a los 4.5 Ma y está activo en la actualidad. Se proponen dos modelos de acortamiento, para los cuales las tasas de deformación durante el Cuaternario, entre 8 y 11 mm/año, son coincidentes con los resultados de estaciones de GPS del área.

Palabras clave: *Faja subandina, Faja plegada y corrida, Evolución andina, Cronología de la deformación.*

ABSTRACT: *Subandean fold and thrust belt of Northwest Argentina: Stratigraphy, geometry, and chronology of deformation.* The Subandean ranges of northwestern Argentina are an active thin-skinned fold and thrust belt that represents the easternmost deformation expression at the Central Andes. The stratigraphic column is made up by more than 10 km of sediments from the Silurian to the Present. The Silurian-Devonian sediments include more than 3,000 m of a shallow marine platform sediments arranged in three coarsening upward sequences. Carboniferous-Jurassic sedimentation (Tarija basin) exhibits a strong glacial influence at the base (Machareti and Mandiyuti Groups), evolving to more arid and warm conditions to the top (Cuevo and Tacurú Groups). At last, took place the deposition of a thick pile of continental Neogene sediments in a foreland basin that records the Andean uplift in pre-growth and growth strata arrangements. The main detachment level within Silurian shales dips 2°- 3° W, and all the major east-verging faults detach from it. Important intermediate detachment levels in the Devonian shales generate lift-off structures and the decoupling of the lower and upper structural levels. The Subandean thrust belt has a minimum shortening of about 60 km (36%) at about 22°40' latitude. The deformation started at about 8.5-9 Ma with the uplift of the El Pescado Range and the formation of an important backthrust at the Cinco Picachos Range, and then moved to the east. An important stage dominated by out-of-sequence thrusts spans from about 4.5 Ma to Present. For both proposed shortening models, the Quaternary rates of shortening between 8 and 11 mm/a coincide well with GPS results from the area.

Keywords: *Subandean system, Fold and thrust belt, Chronology of deformation, Andean.*

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Subandinas constituyen una faja plegada y corrida de lámina delgada, que representa la expresión más oriental de la deformación en los Andes centrales, extendiéndose desde Perú al norte de Argentina. Las Sierras Subandinas del nor-

oeste argentino se encuentran ubicadas entre la Cordillera Oriental al oeste y la llanura chaco-pampeana al este, que representa la cuenca de antepaís no deformada; mientras que en sentido septentrional se extienden desde el límite con Bolivia al norte, hasta la dorsal de Michicola al sur, que la separa del Sistema de

Santa Bárbara (Fig. 1).

Las Sierras Subandinas han sido el escenario de importantes descubrimientos de reservas de gas en los últimos 30 años; de este modo, la investigación geológica enfocada a la exploración de hidrocarburos ha incrementado significativamente el conocimiento, tanto de la geometría es-

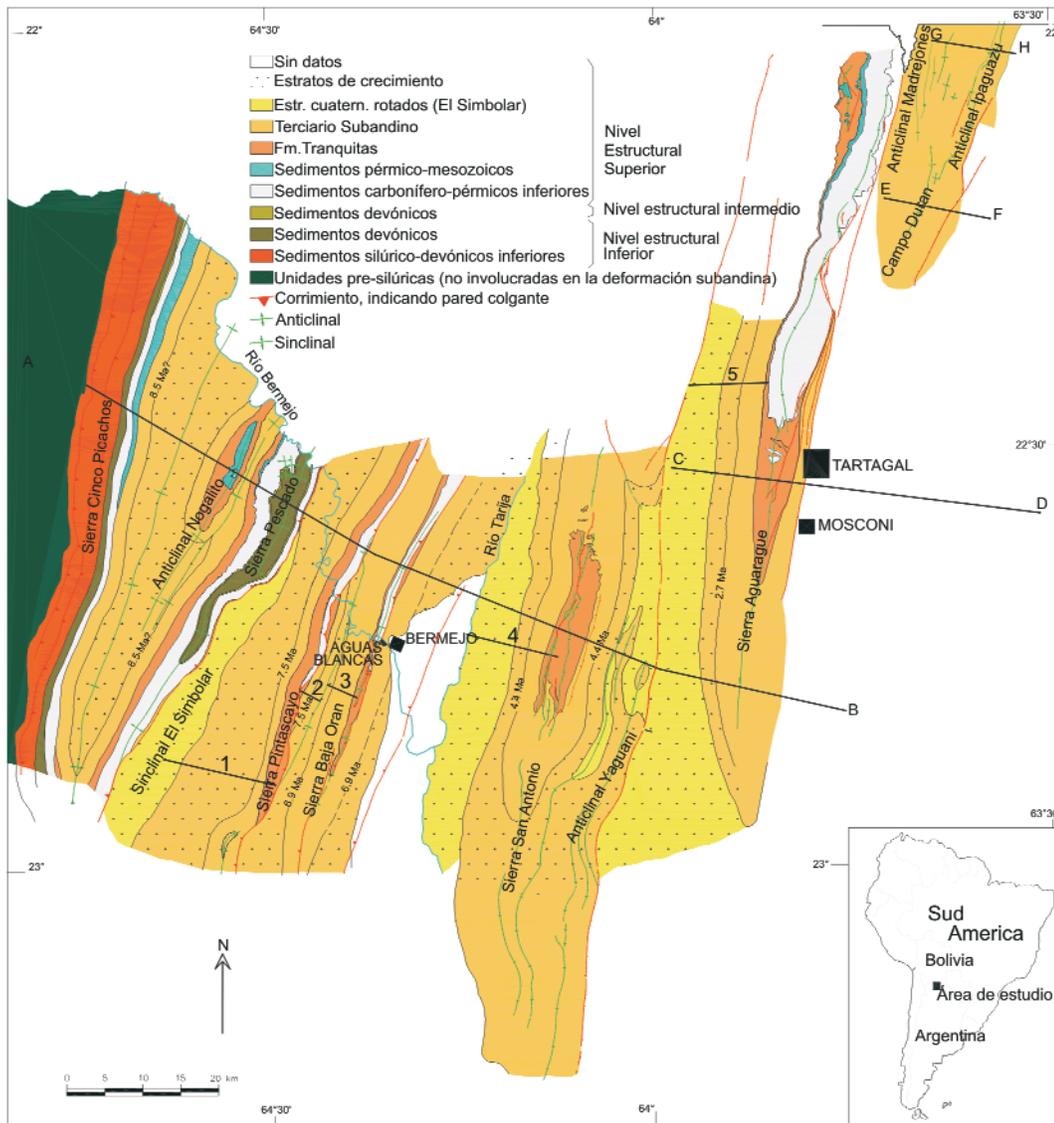


Figura 1: Ubicación y mapa geológico simplificado de las Sierras Subandinas del Noroeste Argentino. Ubicación de las secciones estructurales: AB: sección regional (Figura 4). CD: Sección del anticlinal de Aguaraque (Figura 5A). EF: sección del anticlinal de Campo Durán (Figura 5B). GH: sección de los anticlinales de Madrejones-Ipaguazu (Figura 5C). Ubicación de las columnas paleomagnéticas: 1. Río Iruya. 2. Las Manzanas. 3. Peña Colorada. 4. La Porcelana. 5. Quebrada de León.

tructural (Mingramm *et al.* 1979, Baby *et al.* 1992, Belotti *et al.* 1995, Dunn *et al.* 1995, Starck y Schulz 1996, Giraudo *et al.* 1999, Kley y Monaldi 1999, Echavarría *et al.* 2003, Echavarría y Hernández 2005, Di Marco 2005), como del arreglo estratigráfico del área (López Gamundi 1986, Vistalli 1989, Starck 1995, Starck y del Papa 2006, Starck *et al.* 1992, Cruz *et al.* 2001, Di Salvo y Villar 1999, Hernández *et al.* 1996, 1999, Albariño *et al.* 2002, Schulz *et al.* 1999).

La geometría de la deformación en las Sierras Subandinas está influenciada por la posición de los niveles de despegue, que a su vez dependen del espesor y distribución de las facies finas lutíticas en la

columna estratigráfica (Aramayo Flores 1999, Echavarría *et al.* 2003). Por otro lado, la madurez de la materia orgánica y la generación de hidrocarburos están en estrecha relación con la profundidad de soterramiento que a su vez depende del espesor de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís (Starck 1995, 1999, Cruz *et al.* 2001). Por último, la migración de hidrocarburos fue desencadenada por el fallamiento neógeno y se cree que fue contemporánea con la deformación (Moretti *et al.* 1996, Di Salvo y Villar 1999, Starck 1999, Cobbold 1999, Echavarría *et al.* 2003). Por todo ello, un detallado conocimiento de la distribución de facies, tasas de sedimentación, configuración de

las cuencas de depositación, eventos de erosión, y un conocimiento preciso de la edad de levantamiento de las distintas estructuras es fundamental para entender la configuración estructural de las Sierras Subandinas y poder ligarla a la historia de maduración, migración y entrapamiento de hidrocarburos.

Este trabajo tiene la finalidad de presentar una recopilación del conocimiento actual de las Sierras Subandinas del noroeste argentino, haciendo hincapié en su configuración estructural y en la evolución cronológica de levantamiento de cada anticlinal.

ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de las Sierras Subandinas es compleja debido a la superposición de cuencas sedimentarias de distinto origen y edad, separadas en el tiempo por períodos de erosión o no depositación. Se reconocen cuatro megaciclos sedimentarios desde el Cámbrico al presente que totalizan más de 10.000 metros de sedimentos (Di Salvo y Villar 1999, Fig. 2). El ciclo sedimentario presilúrico no está incluido dentro de la columna estratigráfica deformada en las Sierras Subandinas, sus afloramientos se limitan al sector occidental en el núcleo de la sierra de Cinco Picachos, en el ámbito de la Cordillera Oriental, por lo tanto no van a ser incluidos en la presente contribución. El segundo megaciclo está representado por 3.000 metros de sedimentos siluro-devónicos de ambiente de plataforma marina (Starck 1995), formados por ciclos de transgresión-regresión marina, posiblemente originados en variaciones en el nivel eustático (Albariño *et al.* 2002). En base a dichos ciclos se ha dividido la columna en tres grupos o supersecuencias: Cinco Picachos, Las Pavas y Aguaraquí (Starck 1995). Cada uno de ellos presenta un arreglo granocreciente con rocas pelíticas en la base, producto de eventos de inundación, que gradan a areniscas de ambiente marino litoral o inclusive continental hacia el techo. El Grupo Cinco Picachos posee más de 2.000 metros de espesor y su división estratigráfica suele ser compleja, con numerosos nombres formacionales. En la base se reconoce un delgado banco de diamictitas de no más de 50 metros de espesor (Formación Zapla) de edad ordovícica superior (Aceñolaza *et al.* 1999, Monaldi y Boso 1987); le sigue una potente secuencia de lutitas monótonas y areniscas arcillosas (Formación Lipeón o Kirusillas), donde se localiza el despegue basal de la deformación de las Sierras Subandinas, mientras hacia arriba se desarrollan facies proximales más gruesas. El Grupo Las Pavas está separado del Grupo Cinco Picachos por una neta su-

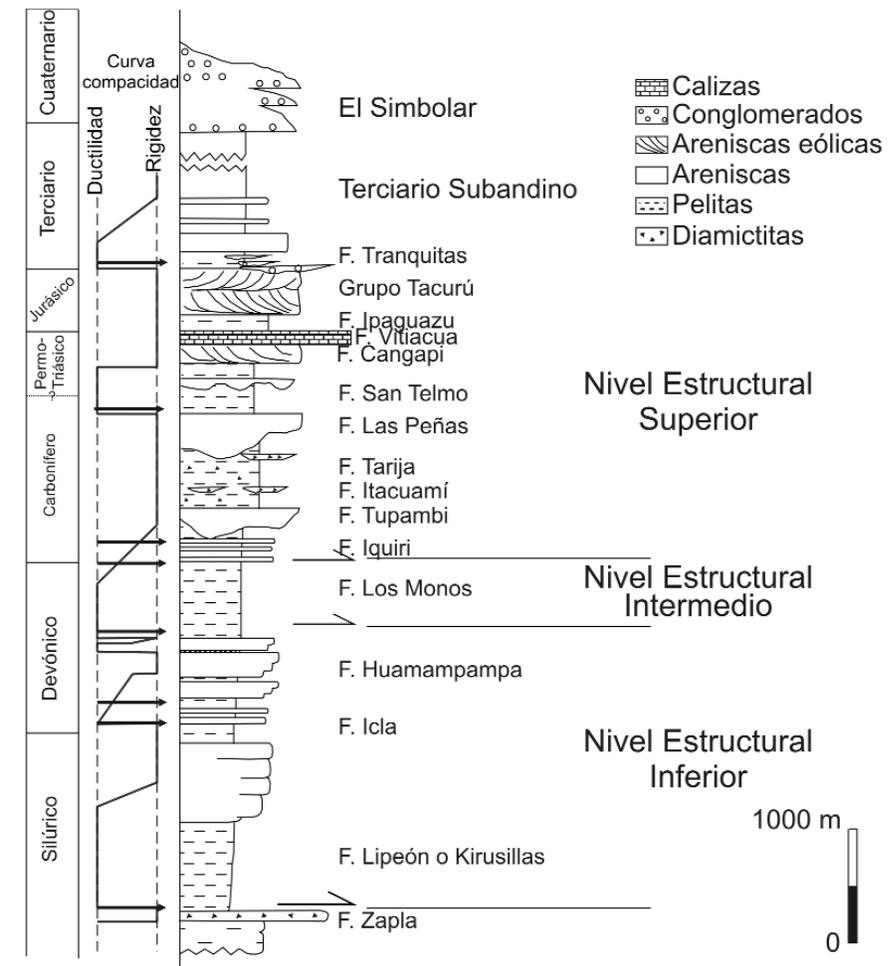


Figura 2: Columna estratigráfica general del área estudiada, mostrando los distintos niveles estructurales y la curva de compacidad.

perficie de inundación. Posee en total alrededor de 900 metros de espesor en los que se reconocen ciclos grano y estratocrecientes menores. Las facies reconocidas se encuadran en ambientes de plataforma distal para las pelitas (Formación Icla) que gradan a ambientes de plataforma proximal hacia el techo, donde se reconocen inclusive ambientes fluviales continentales, con predominio de areniscas (Formación Huamampampa). El Grupo Aguaraquí posee espesores máximos de 1.000 metros, está formado principalmente por pelitas oscuras de plataforma distal con delgadas intercalaciones de areniscas, que podrían representar eventos de tormenta, que se conoce como Formación Los Monos. Hacia el techo del Grupo se desarrollan facies proximales arenosas de la Formación Iquiri.

El tercer megaciclo corresponde a los sedimentos depositados en el intervalo carbonífero-jurásico. Se trata de sedimentos depositados en una cuenca intracratónica con subsidencia principalmente termal, sin (o con escaso) tectonismo involucrado. Esta cuenca, conocida como cuenca de Tarija, posee un carácter altamente cíclico, con el desarrollo de discordancias internas relacionadas a grandes oscilaciones en el nivel de base generadas principalmente por influencia glacial. El comienzo de la depositación sedimentaria en la cuenca de Tarija está relacionada a la fase diastrófica chánica y está representada por una fuerte superficie erosiva, levemente angular que la separa de los sedimentos marinos devónicos (Mingramm *et al.* 1979, Salfity *et al.* 1987). En la base del tercer megaciclo se ha re-

conocido un arreglo estratigráfico de primer orden, en el que se repite la distribución de facies en dos ciclos denominados Grupos Machareti y Mandiyuti. Ambos comienzan con facies arenosas que se depositan sobre superficies irregulares y gradan hacia el techo a facies más finas, pelíticas y/o diamictíticas (Schulz *et al.* 1999, Starck y Del Papa 2006).

El Grupo Machareti se deposita en discordancia sobre rocas precarboníferas, posee hasta 1.000 metros de espesor y está compuesto por las Formaciones Tupambi, Itacuami y Tarija. La Formación Tupambi es muy irregular, de carácter principalmente arenoso, y fue depositada en un ambiente fluvial, deltaico y lacustre (Starck y Del Papa 2006), en donde se reconocen migración de barras y sedimentos de relleno de canal (ciclos granodecrecientes), y progradación de barras de desembocadura en ambientes lacustres (ciclos granodecrecientes). La Formación Itacuami se compone de pelitas laminadas con lentes arenosos, en donde las laminaciones tipo varves son comunes, mientras que la Formación Tarija está formada por potentes bancos de diamictitas grises, con matriz pelítica y clastos polimicticos (López Gamundi 1986, Del Papa y Martínez 2001, Starck y Del Papa 2006), intercaladas con bancos de areniscas con gradación normal e inversa. Las Formaciones Itacuami y Tarija se han depositado en ambientes con fuerte influencia glacial, intercalados con ríos entrelazados que forman deltas al descargar en cuerpos lacustres.

El Grupo Mandiyuti se deposita discordantemente sobre el Grupo Machareti, posee un espesor máximo de 1.000 metros y se compone de las Formaciones Las Peñas y San Telmo. La Formación Las Peñas se caracteriza por depósitos de areniscas granocrecientes y granodecrecientes, con laminación entrecruzada, ondulitas y escasos bancos de pelitas laminadas. Esta formación, al igual que la Formación Tupambi, ha sido depositada en ambientes fluviales asociados a lagos restringidos y someros. La Formación San Telmo se compone de diamictitas y

pelitas, separadas por una sección central compuesta por areniscas. El ambiente de deposición de la Formación San Telmo está relacionado a ríos entrelazados y lagos clásticos someros con influencia glacial.

Debido a la escasez de macrofósiles, la edad de los Grupos Machareti y Mandiyuti es difícil de establecer. Sobre la base de palinomorfos se ha propuesto una edad namuriana tardía para el comienzo de la sedimentación en la cuenca de Tarija, mientras que el final de la sedimentación del Grupo Mandiyuti podría ubicarse dentro del Pérmico temprano (di Pasquo 2003). Otros trabajos indicarían un inicio de la cuenca de Tarija entre el Tournaisiano y el Viséano, y se prolongaría al Carbonífero Superior, Westphaliano - Stephaniano (A. Dalenz, com. pers.).

La dinámica de deposición de los Grupos Machareti y Mandiyuti está controlada por el avance y retroceso de la masa glaciaria, y se caracteriza por el labrado de profundos valles que coinciden con el retroceso de la masa glaciaria. De esta forma se generan importantes superficies erosivas asociadas a valles que están generalmente labrados sobre depósitos diamictíticos y rellenos en la base por depósitos de origen fluvial. De este modo, la geometría de las distintas formaciones es muy irregular con una compleja distribución de facies.

Hacia el techo de los depósitos carboníferos se evidencia una tendencia hacia la aridización de los ambientes sedimentarios reconocidos, puesta de manifiesto por la aparición de regímenes más esporádicos en los sistemas fluviales. Esta tendencia se acentúa hacia el techo del tercer megaciclo en los Grupos Cuevo y Tacurú.

El Grupo Cuevo se presenta en afloramientos aislados y restringidos debido a la erosión pre-cretácica, se compone de las Formaciones Cangapi, Vitiacua e Ipaguazu. La Formación Cangapi está integrada por areniscas eólicas, blancas, bien seleccionadas que alcanzan unos 300 metros de espesor; pasa transicionalmente a un paquete calcáreo de unos 30 a 90 me-

tros de espesor con lentes de areniscas que corresponden a la Formación Vitiacua. Por último, la Formación Ipaguazu comprende pelitas rojas intercaladas con calizas y areniscas finas que se depositaron en un ambiente lacustre árido. Esta unidad ha sido asignada al Triásico tardío (Beltán *et al.* 1987), aunque otros trabajos sugieren una edad que podría estar comprendida entre el Carbonífero tardío y el Triásico temprano (Starck *et al.* 1992, Starck 1995, Sempere *et al.* 1992, Sempere, 1995).

El Grupo Tacurú se deposita en discordancia sobre el Grupo Cuevo, está formado por areniscas rojas con grandes sets de estratificación entrecruzada y delgados bancos de calizas intracuencales. Estas rocas fueron depositadas en un ambiente árido de campo de dunas entre las que se desarrollaban pequeños lagos. Al Grupo Tacurú se le asigna una edad jurásica temprana en base a correlaciones regionales y consideraciones estructurales (Starck 1995), aunque en el Subandino del sur de Bolivia, se describieron braquiópodos de edad cretácica inferior en su tramo superior.

El cuarto megaciclo está formado por los sedimentos depositados en la cuenca de antepaís cenozoica del noroeste argentino, en la que se reconocen más de 7 km de sedimentos continentales neógenos (Fig. 3), que han sido asignados al Grupo Orán (Russo 1975). La Formación Tranquitas es la unidad más antigua, posee alrededor de 850 metros de espesor en el sector occidental de las Sierras Subandinas (Hernández *et al.* 1996) y alrededor de 750 metros en la sierra de Aguaragüe (Zunino 1944); se trata de sedimentos continentales que presentan facies distales en la base que se hacen progresivamente más proximales hacia el techo de la unidad donde se reconocen facies lacustres, fluviales efímeras y eólicas (Hernández *et al.* 1996).

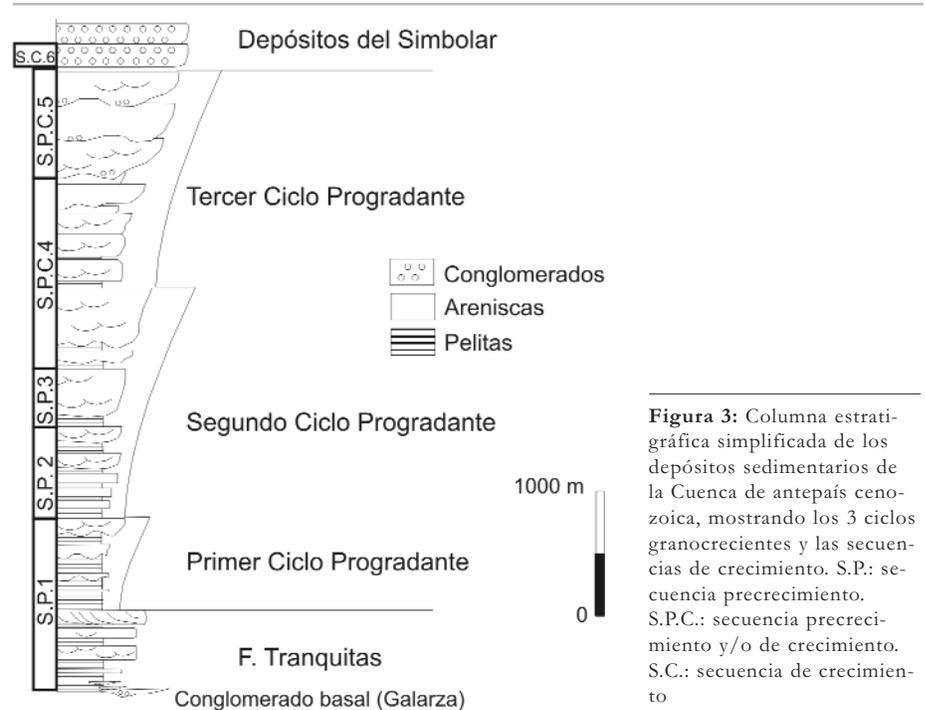
Sobre la Formación Tranquitas se desarrolla una potente columna de sedimentos continentales de cuenca de antepaís que superan los 6 km de espesor y que se conoce como "Terciario Subandino" (Zu-

nino 1944), en el que se han descrito tres ciclos progradantes de depositación (Hernández *et al.* 1996, 1999). Las facies reconocidas corresponden a ambientes de abanicos aluviales, ríos entrelazados, abanicos distales efímeros y planicies de inundación.

El primer ciclo progradante posee forma de cuña adelgazándose hacia el este, desapareciendo completamente en el flanco oeste de la sierra de Aguaragüe. Este ciclo está formado por facies de planicies de inundación en la base que se hacen más gruesas hacia arriba culminando con facies de canales complejas.

Un hiatus deposicional se interpreta entre el primer y el segundo ciclo progradante. El segundo ciclo progradante comienza con facies de planicies de inundación y se hace más grueso hacia arriba con facies de canal compuestas por areniscas medias a gruesas. La parte superior se caracteriza por la presencia de facies gruesas con conglomerados anastomosados que se conocen como La Maroma y corresponden a sistemas entrelazados característicos de climas más húmedos y ríos de carácter permanente. Intercalados con estas facies se reconocen niveles de tobas finas, ricas en biotita que han sido datados isotópicamente en diferentes localidades, arrojando edades de entre 5,92 y 8,56 Ma. El segundo ciclo progradante culmina con la progradación de conglomerados de facies de abanicos aluviales.

El tercer ciclo progradante se deposita sobre el segundo ciclo progradante, separado por una suave discordancia erosiva. El espesor y el arreglo de facies de este último ciclo progradante varía considerablemente entre los diferentes depocentros representados por los valles intermontanos, y a lo largo del rumbo de estas cuencas. En general, presenta arreglos granocrecientes con depósitos de grano fino a medio, pobremente seleccionados en la base que gradan hacia arriba a ríos entrelazados y abanicos aluviales. Es de destacar un evento de inundación que se presenta en el río Iruya dentro del tercer ciclo progradacional que no ha sido co-



rrrelacionable en otras localidades.

Por último, se reconoce en todas las cuencas intermontanas una gran discordancia de crecimiento que se hace progresivamente más joven de oeste a este (véase más adelante la discusión), que se caracteriza por la aparición repentina de conglomerados gruesos y monótonos de abanicos aluviales que se conocen con el nombre de El Simbolar (Hernández *et al.* 1996).

Cinco columnas estratigráficas del Terciario Subandino (Fig. 1) se han acotado cronológicamente sobre la base de paleomagnetismo (Hernández *et al.* 1996, 1999, Reynolds *et al.* 2001), y dataciones isotópicas de bancos de tobas intercalados con los sedimentos. Estas columnas son la base del reconocimiento de los arreglos pre y sincrecimiento.

ESTRUCTURA

Las Sierras Subandinas constituyen una faja plegada y corrida caracterizada por anticlinales elongados en dirección NNE que forman cordones serranos continuos y paralelos (Mingramm *et al.* 1979, Aramayo Flores 1989, 1999, Belotti *et al.* 1995, Kley y Monaldi 1999, Fig. 1). El ni-

vel de despegue basal se ubica dentro de las lutitas silúricas (Formación Kirusillas) e inclina entre 2° y 3° al oeste. Por otra parte, también se reconocen niveles de despegue intermedios, principalmente dentro de las unidades pelíticas devónicas (Formación Los Monos, Baby *et al.* 1992, Belotti *et al.* 1995, Aramayo Flores 1999, Leturmy *et al.* 2000). La posición de estos niveles de despegue intermedios está fuertemente controlada por la paleogeografía y la distribución de las facies de grano más fino dentro de las rocas devónicas. Como la distribución de dichas facies es diacrónica de este a oeste (Albariño *et al.* 2002); el despegue intermedio corta líneas de tiempo e inclusive límites de secuencias.

La presencia de unidades con comportamiento estructural contrastante permite dividir a la columna estratigráfica involucrada en la deformación en tres niveles (o intervalos) estructurales, que coinciden aproximadamente con las unidades litotectónicas de Baby *et al.* (1992) y con los niveles de Aramayo Flores (1999). El nivel inferior incluye a las supersecuencias Cinco Picachos y Las Pavas, el nivel intermedio está integrado por la potente secuencia de lutitas de la supersecuencia

Aguaragüe; finalmente, el nivel superior comprende a las unidades de la cuenca de Tarija y del Terciario Subandino.

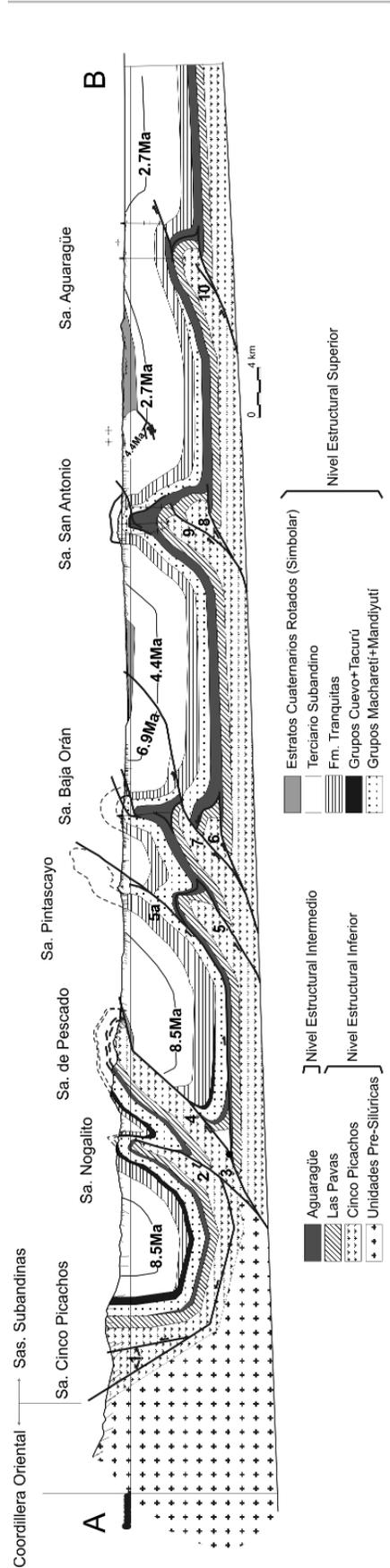
Las fallas principales cortan la sección desde el nivel de despegue basal hacia arriba, con una vergencia al este e inclinación al oeste (Figs. 4 y 5). En el sector occidental del Sistema Subandino, donde el espesor del nivel de despegue intermedio es reducido debido a erosión, la deformación de los 3 niveles estructurales es homogénea (Fig. 4), aquí (y a lo largo de todo el nivel estructural inferior) las fallas generan anticlinales por flexión de falla, con crestas relativamente amplias, flancos dorsales suaves y flancos frontales empinados. Hacia el este, donde la secuencia pelítica devónica (Formación Los Monos) es más potente, se produce su engrosamiento estructural en el núcleo de los anticlinales, produciendo un desacople entre los niveles estructurales inferior y superior (Figs. 4 y 5). El aparente comportamiento dúctil del nivel intermedio es en realidad el resultado de pequeñas y numerosas fallas y zonas de cizalla (Kley y Monaldi 1999). El desacople descrito es incipiente en la sierra de Pintascayo y se hace más importante hacia el este, en la sierra Baja de Orán, San Antonio y Aguara-güe (Fig. 4). Aramayo Flores (1989) propuso que el espesor mínimo de las pelitas devónicas necesario para producir el *lift off* es de 500 metros. En el sector oriental de las Sierras Subandinas el nivel estructural superior está caracterizado por pliegues con ambos flancos empinados y crestas angostas, con formas en cajón comunes, y sólo cortados por fallas menores. Este nivel ajusta su geometría a la deformación que se genera en el nivel intermedio.

En general, se interpreta que el estadio inicial de deformación genera pliegues amplios con flancos suaves, mientras que a medida que aumenta el acortamiento los flancos se hacen más empinados, con crestas más angostas y cerradas. Esta evolución puede observarse de este a oeste (Kley y Monaldi 1999): Los anticlinales orientales (ej. Campo Duran, Madrejones e Ipaguazu, Fig. 5), representan los esta-

dios iniciales menos deformados, mientras que los anticlinales de San Antonio o sierra Baja de Orán (Fig. 4) representan los estadios más evolucionados y deformados. La misma secuencia evolutiva de la deformación se observa desde las zonas de buzamiento (plunge) a las zonas centrales de los anticlinales (ej. Aguara-güe, Momburu y Aramayo Flores 1986).

El acortamiento general de las Sierras Subandinas varía considerablemente a lo largo del rumbo (Kley 1998). El acortamiento máximo publicado del sector sur de las Sierras Subandinas al sur de la inflexión de Santa Cruz es de alrededor de 100 km (50-55%) cerca de los 21° de latitud sur; mientras que si se incluye la zona interandina (Dunn *et al.* 1995, Giraudo *et al.* 1999) el acortamiento sería de 156 km (56%). La sección regional presentada aquí (Fig. 4) posee un acortamiento mínimo de alrededor de 60 km, incluyendo 5 km de acortamiento debido al retrocorrimiento (*back-thrust*) de la sierra de Cinco Picachos (Starck y Schulz 1996). 65% de dicho acortamiento es generado por secuencia normal de fallamiento que evoluciona de oeste hacia el este, el 35% restante es debido a fallamiento fuera de secuencia. El acortamiento calculado es similar al encontrado por otros autores en esta latitud: 60 km en el modelo de Mingramm *et al.* (1979), 55 km en Starck y Schulz (1996), y 50-55

Figura 4: Sección estructural balanceada de la faja plegada y corrida subandina. 1. "Back-thrust" de Cinco Picachos. 2. Corrimiento Nogalito: en secuencia, con reactivación fuera de secuencia. 3. Corrimiento del Pescado: en secuencia. 4. Corrimiento del Pescado: fuera de secuencia. 5. Corrimiento Pintascayo: en secuencia con reactivación fuera de secuencia. 6. Corrimiento de la Sierra Baja de Orán: en secuencia. 7. Corrimiento de la Sierra Baja de Orán: fuera de secuencia. 8. Corrimiento de San Antonio: en secuencia. 9. Corrimiento San Antonio: fuera de secuencia. 10. Corrimiento Aguara-güe: en secuencia (con escasa reactivación fuera de secuencia?). Las líneas de tiempo mostradas dentro de los sedimentos terciarios están basadas en estratigrafía de polaridad magnética y dataciones absolutas de niveles de tobas, y representan los límites locales entre las secuencias pre- y de crecimiento. No posee exageración vertical.



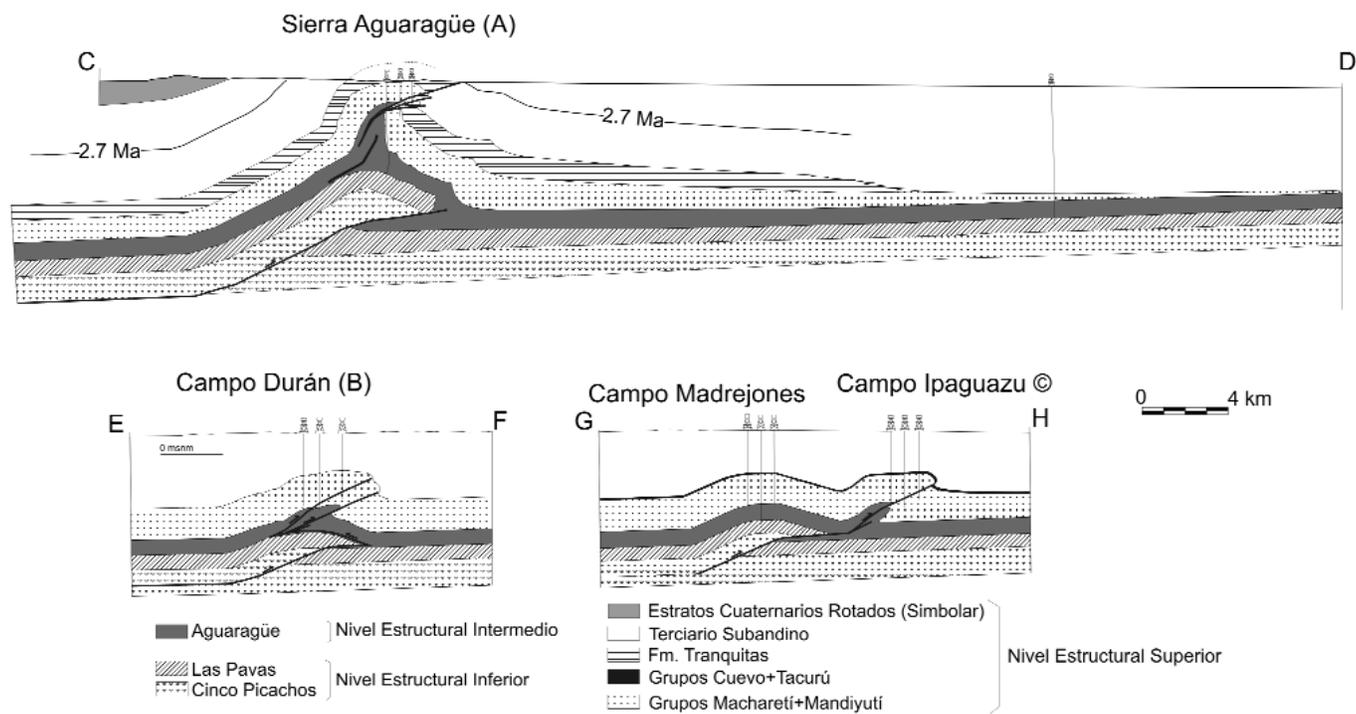


Figura 5: Sección de la Sierra de Aguara Güe (A), Campo Durán (B), y Madrejones-Ipaguazu (C). Modificado de Belotti *et al.* (1995). Se observa el cambio de estilo estructural de oeste a este y la disminución del acortamiento. Véase Fig. 1 para ubicación. No posee exageración vertical.

km el calculado por Schmitz y Kley (1997) y Kley y Monaldi (1999).

Cronología de la deformación en las Sierras Subandinas

En general, la mayoría de los autores coincide en que la deformación en la Cordillera Oriental terminó hace aproximadamente 10 Ma (Jordan y Alonso 1987, Gubbels *et al.* 1993, Schmitz y Kley 1997), y que posteriormente se transfirió a las Sierras Subandinas. En esta sección se presenta un modelo de la evolución de la deformación de las Sierras Subandinas basado en los trabajos de Hernández *et al.* (1996, 2002), Mosquera (1999), Echavarría *et al.* (2002, 2003), Echavarría y Hernández (2005). Se han utilizado diferentes métodos para ajustar el movimiento individual de los distintos corrimientos dentro de la faja plegada y corrida: relaciones de corte, estratos de crecimiento, presencia de discordancias, proveniencia de sedimentos, cambios en la tasa de sedimentación y migración de facies.

La deformación en las Sierras Subandinas puede ser dividida en dos grandes ci-

clos. El primero de ellos se extiende desde los 8,5 a 9 Ma, edad que marca el comienzo de la deformación en el ámbito de las Sierras Subandinas (Echavarría *et al.* 2003), hasta probablemente los 1,2 Ma. Este ciclo está caracterizado por una deformación en secuencia, comenzando al oeste y trasladándose progresivamente hacia el este. El segundo ciclo de deformación lo representa un evento de crecimiento fuera de secuencia, que se inicia probablemente a los 4,5 Ma y continúa activo en la actualidad.

La deformación en las Sierras Subandinas se inicia como resultado del desplazamiento de una mega estructura que trae basamento cristalino de niveles medios de la corteza y lo desplaza a manera de rampa de techo sobre el horizonte de despegue silúrico, produciendo flexión cortical (Starck y Schulz 1996, Allmendinger y Zapata 2000), y por consiguiente subsidencia tectónica, que se refleja en un dramático incremento en la tasa de sedimentación entre los 8,5 y 9 Ma en el Terciario Subandino en el río Iruya, Las Manzanas y Peña Colorada (Fig. 6). La

rampa del techo de esta falla está localizada debajo de la sierra de Cinco Picachos, y la correspondiente rampa de piso podría ubicarse de 65 a 75 km al oeste (Starck y Schulz 1996, Allmendinger y Zapata 2000). Algunos autores relacionan la aceleración en la tasa de sedimentación a alrededor de 10 Ma (Marshall *et al.* 1993, Kley *et al.* 1997), aquí acotada a 8.5-9 Ma, con un evento magmático félsico explosivo que ocurrió en el Altiplano y la Cordillera Oriental de la misma edad (Sempere *et al.* 1990, Coira y Caffè 1999). La rápida subsidencia también produce migración de facies, y la deposición de sedimentos finos de planicie de inundación en la base del Segundo Ciclo Progradacional en el río Iruya, Las Manzanas y Peña Colorada. Esta subsidencia tectónica también puede estar relacionada a la transgresión del mar Paranaense (Marshall *et al.* 1993, Ramos y Alonso 1995, Rasanen *et al.* 1995, Hernández *et al.* 2005), que de acuerdo a Marshall *et al.* (1993) podría desarrollarse entre 8 y 10 Ma en el sur de Bolivia.

De acuerdo al modelo aquí propuesto, el

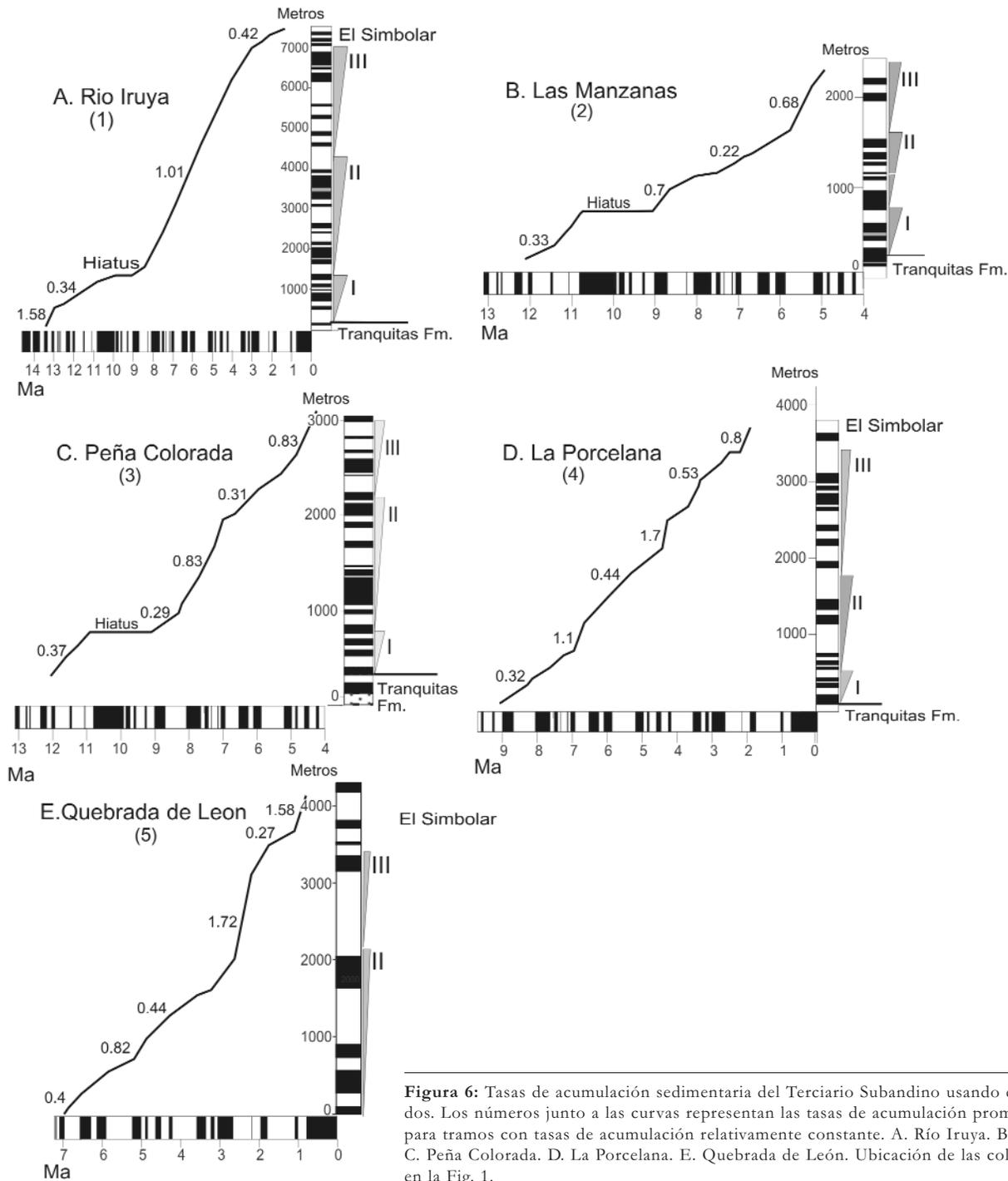


Figura 6: Tasas de acumulación sedimentaria del Terciario Subandino usando espesores medidos. Los números junto a las curvas representan las tasas de acumulación promedio en mm/a, para tramos con tasas de acumulación relativamente constante. A. Río Iruya. B. Las Manzanos. C. Peña Colorada. D. La Porcelana. E. Quebrada de León. Ubicación de las columnas utilizadas en la Fig. 1.

primer evento de deformación en las Sierras Subandinas sería el retrocorrimiento de la sierra de Cinco Picachos, que se desarrolla en el flanco frontal de la rampa del techo de la mega falla. En esta primera etapa también se formaría el levantamiento de la proto-sierra del Pescado (Fig 7A y B), aunque con una tasa de levantamiento inferior a la tasa de sedi-

mentación, como es evidenciado por la proveniencia desde la Cordillera Oriental para los sedimentos en el sinclinal de El Simbolar (Hernández *et al.* 1996). La edad de levantamiento de las sierras ubicadas más al este se estableció utilizando la técnica de diagramas de separación vertical (Bischke 1994, Echavarría y Allmendinger 2002). Estos diagramas se

basan en datos cronológicos de superficie (para las Sierras Subandinas las curvas de separación vertical se han construido en base a columnas estratigráficas con control paleomagnético), y relacionan tasas de acumulación en ambos flancos de un determinado anticlinal. Una inflexión en el diagrama de separación vertical indica el comienzo del dominio de los es-

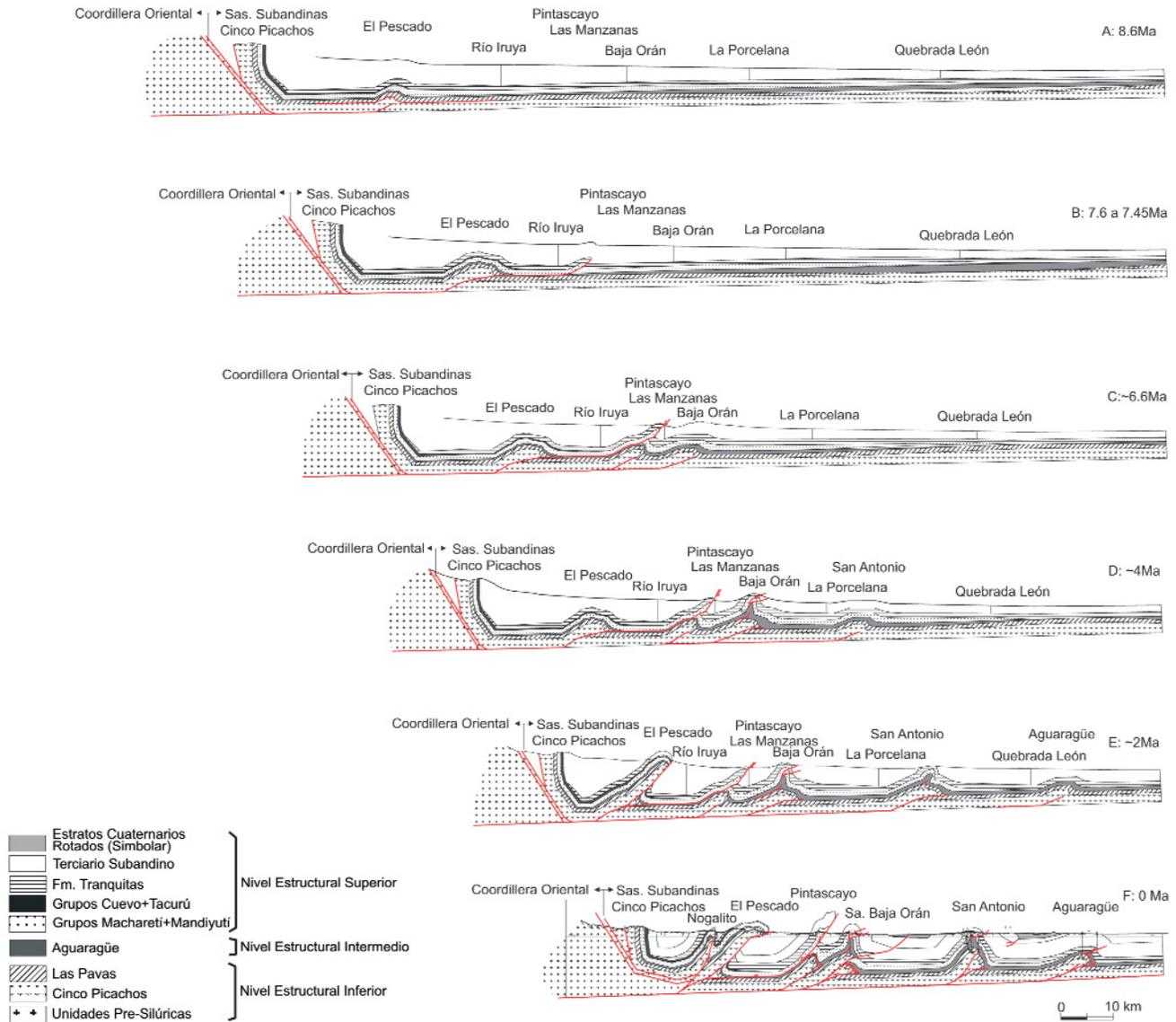


Figura 7: Estadios evolutivos de la faja plegada y corrida Subandina. A-D. Representa el evento de deformación en secuencia, hasta los aproximadamente 4.5 Ma., donde se desarrolla la Sierra de Cinco Picachos (que representa la mega rampa colgante con basamento en el núcleo), la proto Sierra del Pescado, y las Sierras de Pintascayo y Baja de Orán. E. Muestra el levantamiento en secuencia de las Sierras de San Antonio y Aguaragüe, y escaso desarrollo de deformación fuera de secuencia en el oeste, donde comienza a levantarse la Sierra del Pescado. F. Representa la configuración actual.

tratos de crecimiento.

La edad del levantamiento de la sierra de Pintascayo se ha determinado en base al análisis del diagrama de separación vertical río Iruya-Las Manzanas (Fig. 8a). El fuerte quiebre que se observa en la curva de separación vertical a los 7,6 Ma indica el comienzo del levantamiento. La fuerte inflexión observada en el diagrama de separación vertical Peña Colorada-La Porcelana (Fig. 8d) y río Iruya-Peña Colorada (Fig. 8c), alrededor de 6,9 Ma refleja el

comienzo del crecimiento de la sierra Baja de Orán. Ambas sierras continúan creciendo simultáneamente reduciendo el espacio de acomodación entre ellas que registra muy baja tasa de sedimentación entre 7 y 6 Ma (0,3 mm/a).

La deformación continúa migrando al este, ya que en el flanco frontal de la sierra de San Antonio se observan arreglos de estratos de crecimiento en líneas sísmicas con edades de 4,5 a 4 Ma (Echavarría *et al.* 2003) o 3,5 a 4 Ma (Mosquera 1999).

El comienzo del crecimiento de la sierra de San Antonio puede correlacionarse con un quiebre en la curva de separación vertical del diagrama La Porcelana-Quebrada de León (Fig. 8e) a alrededor de 4,5 Ma, y con el descenso en la separación vertical a los 4,4 Ma en el diagrama Peña Colorada-La Porcelana. El fin del crecimiento de la sierra de San Antonio no puede ser determinado con exactitud, aunque sería posterior a 3,2 Ma (Echavarría *et al.* 2003).

El comienzo de la deformación en la sierra de Aguaraquí puede restringirse a los 2,5 a 3 Ma basado en estratos de crecimiento observados en ambos flancos del anticlinal (Mosquera 1999). Esta edad coincide con abruptos incrementos en la tasa de sedimentación del sinclinal del río Seco observada a los 2,7 Ma, seguido por migración de facies representada por los sedimentos finos de la base del tercer ciclo progradante. La sierra de Aguaraquí continúa creciendo en secuencia hasta al menos 1,2 Ma.

El segundo ciclo de deformación lo representa un evento de crecimiento fuera de secuencia, que se inicia a los 2,2 Ma y continúa activo en la actualidad (Figs. 7e y f). Este ciclo está relacionado a la deposición de importantes secuencias de facies de abanicos aluviales gruesas, relacionadas al rápido levantamiento de las estructuras anticlinales (depósitos del Simbolar, Fig. 3). Estudios paleomagnéticos sobre estos sedimentos (Hernández *et al.* 1996, Echavarría *et al.* 2002) revelan que el inicio de su depositación se hace más joven hacia el este comenzando a los 2,2 Ma en la zona del sinclinal de El Simbolar (columna estratigráfica del río Iruya), a los 2-1,8 Ma en la ubicación de la columna estratigráfica de La Porcelana, y a aproximadamente 1,2 Ma en el sinclinal del río Seco. Ello indicaría que el levantamiento fuera de secuencia de los anticlinales ha comenzado en el oeste y se ha trasladado progresivamente hacia el este. Una vez establecido el movimiento en las distintas estructuras éste ha continuado hasta la actualidad, con el movimiento simultáneo en gran parte de los anticlinales como El Pescado, Pintascayo, sierra Baja de Orán, San Antonio y Aguaraquí. Prueba de la deformación actual puede encontrarse en el hecho de que la falla de El Pescado corta depósitos de El Simbolar datados en menos de 1 Ma, y en estratos del Cuaternario rotados 8° con respecto a las terrazas fluviales (Hernández *et al.* 1996).

Del total de 60 km de acortamiento medido, el evento de deformación en secuencia registra, a la latitud de la sección

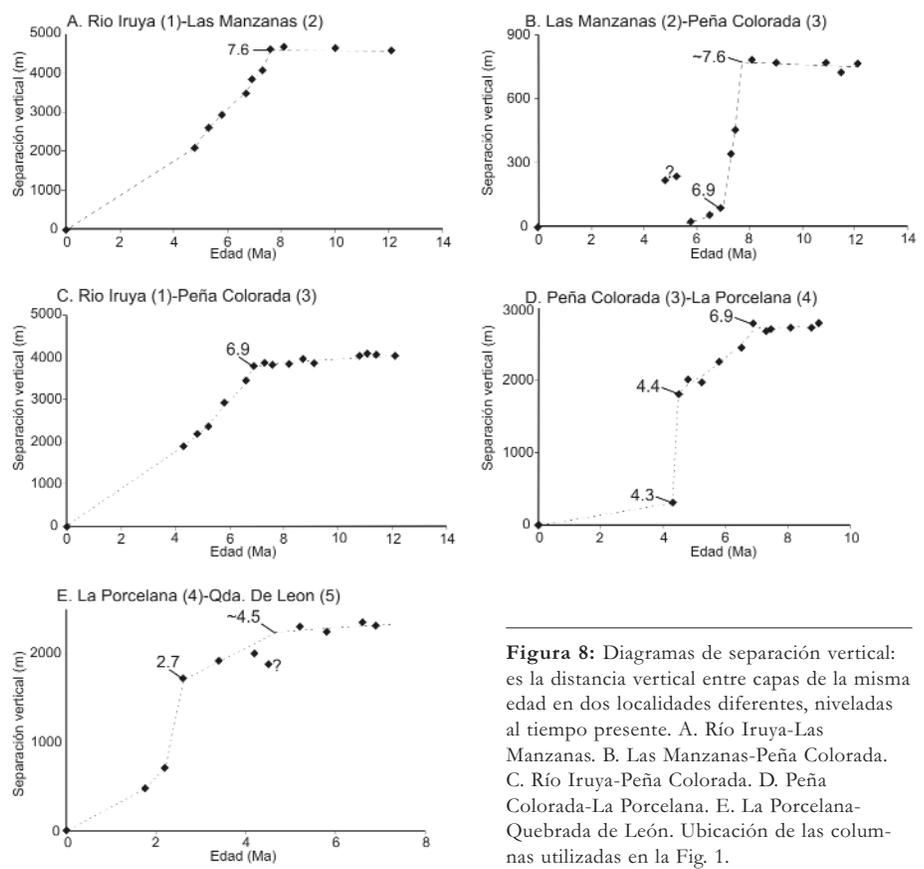


Figura 8: Diagramas de separación vertical: es la distancia vertical entre capas de la misma edad en dos localidades diferentes, niveladas al tiempo presente. A. Río Iruya-Las Manzanas. B. Las Manzanas-Peña Colorada. C. Río Iruya-Peña Colorada. D. Peña Colorada-La Porcelana. E. La Porcelana-Quebrada de León. Ubicación de las columnas utilizadas en la Fig. 1.

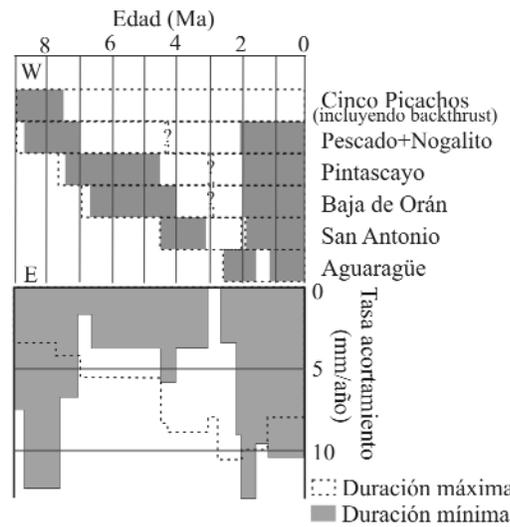


Figura 9: a) Duración del movimiento de los corrimientos individuales de las Sierras Subandinas. Se muestran dos interpretaciones posibles para los datos presentados, una considerando la duración máxima posible y la otra la duración mínima posible. b) Tasa de movimiento acumulada para toda la faja plegada y corrida subandina en relación a la edad. Se muestran dos curvas que corresponden a los modelos de máxima y mínima duración posible en el desplazamiento de los corrimientos, representados en a.

transversal presentada, un acortamiento de alrededor de 40 km, mientras que la etapa de deformación fuera de secuencia es la responsable de los restantes 20 km de acortamiento.

El resultado general de la cronología de deformación en las Sierras Subandinas

muestra que el inicio del levantamiento de cada estructura está mejor definido que el final del mismo o la evidencia de su continuidad en el movimiento. Debido a ello se muestran 2 interpretaciones con tiempo de levantamiento mínimo y máximo para cada estructura.

Tasas de deformación en la Faja Plegada y Corrida Subandina

Combinando el acortamiento calculado en base a las secciones balanceadas con las edades de deformación de cada estructura se pueden estimar tasas de acortamiento. De esta forma se arriban a dos interpretaciones, una asumiendo el tiempo mínimo de movimiento en cada estructura y la otra asumiendo los tiempos máximos de movimiento en cada estructura (Fig. 9). Si tomamos los tiempos máximos de movimientos la tasa de acortamiento resultante se incrementa desde los 9 Ma de forma gradual hasta alcanzar su máximo de 11 mm/a a los 3 Ma, con una tasa de deformación actual de 8 mm/a. Si por el contrario se toman los tiempos mínimos de duración de cada falla, las Sierras Subandinas se formarían en 2 pulsos de deformación entre los 9 y 7 Ma el primero, y entre 2 Ma y la actualidad el segundo; siendo las tasas de deformación en estos pulsos de alrededor de 13 mm/a o más, mientras que en el período entre ellos (entre los 7 y 2 Ma) las tasas de deformación serían casi nulas (entre 0 y 5 mm/a).

En ambos escenarios, las tasas de deformación de las Sierras Subandinas durante los últimos 2 Ma se encuentran en el rango de entre 8 y 11 mm/a. Estas tasas de deformación se correlacionan coherentemente con datos de deformación actual medidos en estaciones de GPS en la zona de Tarija y Sucre, que muestran velocidades de 8 a 12 mm/a hacia el este con respecto a un marco de referencia fijo en Sudamérica (Bevis *et al.* 2001).

CONCLUSIONES

Las Sierras Subandinas del noroeste argentino forman parte de la cuenca de antepaís deformada del orógeno andino. La estratigrafía involucrada en la deformación muestra una historia compleja donde se superponen, separados mediante superficies erosivas, sedimentos de distinta edad y generados en ambientes diferentes. La cuenca siluro-devónica comprende más de 3.000 metros de sedimen-

tos de ambiente de plataforma marina somera. En discordancia se depositan depósitos carboníferos en una cuenca intracratónica con fuerte influencia glacial, seguidos por depósitos continentales y escasos marinos de campo de dunas de ambientes áridos. Por último, se registra la depositación de sedimentos neógenos en una cuenca continental de antepaís, ya relacionada a la evolución andina.

Las características principales de la estructuración del cinturón corrido y plegado comprenden un despegue basal inclinándose 2°-3° al oeste, con marcada vergencia al este de las estructuras. Se reconocen dos niveles de despegue principales ubicados en las lutitas silúricas (Formación Kirusillas y Formación Lipeón) y en las lutitas devónicas (Formación Los Monos). La efectividad y desarrollo del nivel de despegue superior depende del desarrollo y continuidad de las facies finas, por ello un conocimiento detallado de la distribución de las facies y forma de la cuenca es fundamental para interpretar las estructuras resultantes. De esta forma se reconoce que hacia el este el nivel de despegue en la Formación Los Monos se hace más importante resultando estructuras con un fuerte desacople entre las unidades por debajo y por encima del mismo. Este desacople es incipiente en las estructuras jóvenes y se hace mayor cuando aumenta el acortamiento.

Se reconocen dos estadios de deformación: en secuencia y fuera de secuencia. El estadio en secuencia comienza en el oeste a los 8,5-9 Ma y migra paulatinamente hacia el este, finalizando aproximadamente a los 1,2 Ma. El estadio fuera de secuencia comienza en el oeste alrededor de los 4,5 Ma y continúa en la actualidad, también muestra una migración hacia el este y una disminución en el acortamiento de oeste a este.

Por último, se proponen dos modelos de la evolución de las tasas de deformación a lo largo de la historia de las Sierras Subandinas, en ambos modelos las tasas de deformación en los últimos 2 Ma se encuentran entre 8 y 11 mm/año, que coinciden con los resultados de estacio-

nes de GPS del área.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., Buatois, L. A., Mángano, M.G., Esteban, S.B., Tortello, M.F. y Aceñolaza, G.F. 1999. Cámbrico y Ordovícico del Noroeste Argentino. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(7): 169- 187, Buenos Aires.
- Albariño, L., Dalenz-Farjat, A., Alvarez, L. y Hernández, R. 2002. Modelo de Cuenca para el Devónico del Subandino - Chaco del Sur de Bolivia y noroeste Argentino. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), archivos digitales.
- Allmendinger, R.W. y Zapata, T.R. 2000. The footwall ramp of the Subandean decollement, northernmost Argentina, from extended correlation of seismic reflection data. *Tectonophysics* 321: 37-55.
- Aramayo Flores, F. 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época 17: 2-16.
- Aramayo Flores, F. 1999. Estructura de las Sierras Subandinas del noroeste Argentino. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) Geología del Noroeste Argentino, 15° Congreso Geológico Argentino (Salta), Relatorio: 401-414.
- Baby, P., Herail, G., Salinas, R. y Sempere, T. 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof *duplexes* deduced from section balancing: example from the Foreland thrust system of the southern Bolivia Subandean zone. *Tectonics* 11: 523-536.
- Belotti, H.J., Saccavino, L.L. y Schachner, G.A. 1995. Structural styles and petroleum occurrence in the Subandean fold and thrust belt of northern Argentina. En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H. J. (eds.) Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 545-555.
- Beltan, L., Freneix, S., Janvier, P. y López-Paulsen, O. 1987. La faune triassique de la formation de Vitiagua dans la region de Villamontes (Départament de Chuquisaca, Bolivie). *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie* 2: 99-115.
- Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr., R., Brooks,

- B., Allmendinger, R. y Isacks, B. 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of backarc convergence in the Central Andes: an analysis of the interseismic velocity field. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2: paper number 2001GC000198.
- Bischke, R.E. 1994. Interpreting sedimentary growth structures from well log and seismic data (with examples). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78: 873-892.
- Cobbold, P.R. 1999. Hydrocarbon generation, fluid overpressure and source rock detachments in thrust belts (abs). Thrust tectonic conference, Royal Holloway, University of London, Session 2 Geodynamics of Thrust Systems, paper 4: 7-9.
- Coira, B. y Caffè, P. 1999. Volcanismo Cenozoico de Puna norte. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino*, 15° Congreso Geológico Argentino (Salta), Relatorio 1: 371-386.
- Cruz, C. E., Albariño, L. M., Sylwan, C. A. y Villar, H. J. 2001. Source rocks and hydrocarbons south of the Santa Cruz elbow, Bolivia and northwestern Argentina (abs). *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Official Program Book*: A45, Denver.
- Del Papa, C. y Martínez, L. 2001. Sedimentación lacustre glaci-dominante en la Formación Tarija (Carbonífero), Sierra de Aguara Güe, noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 8(1): 61-76.
- Di Marco, L. 2005. Geología y fracturas en la estructura San Pedro, Sierra del Alto Río Seco, Sierras Subandinas, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 696-713.
- Di Pasquo, M. 2003. Avances sobre palinología, bioestratigrafía y correlación de los Grupos Macharetí y Mandiyutí, Neopaleozoico de la Cuenca de Tarija, provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana* 40(1): 3-32.
- Di Salvo, A. y Villar, H.J. 1999. Los sistemas petrolíferos del área oriental de la Cuenca Paleozoica Noroeste, Argentina. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas: 83-100.
- Dunn, J.F., Hartshorn, K.G. y Hartshorn, P.W. 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the Sub-Andean thrust belt of southern Bolivia. En Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 523-453.
- Echavarría, L.E. y Allmendinger, R.W. 2002. Diagramas de separación vertical, una herramienta para reconocer estratos de crecimiento. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 3: 242-245.
- Echavarría, L. y Hernández, R. 2005. El crecimiento de las Sierras Subandinas del Noroeste Argentino y su relación con la teoría de la cuña tectónica. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 37-42.
- Echavarría, L., Hernández, R., Allmendinger, R. y Reynolds, J. 2003. Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina. *Geometry and timing of the Andean evolution*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 87(2): 965-985.
- Echavarría, L., Hernández, R. y Allmendinger, R. 2002. Cronología de la deformación en las Sierras Subandinas occidentales. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 3: 239-241.
- Giraud, R., Limachi, R., Requena, E. y Guerra, H. 1999. Geología estructural de las regiones subandina y de piedemonte entre los 18° y 22°30' lat. Sur, Bolivia. Un nuevo modelo de deformación. 4° Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos (Mar del Plata), Actas: 405-426.
- Gubbels, T.L., Isacks, B.L. y Farrar, E. 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes. *Geology* 21: 695-698.
- Hernández, R.M., Reynolds, J. y Di Salvo, A. 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el río Iruya. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 45: 80-93.
- Hernández, R.M., Galli, C. I. y Reynolds, J. 1999. Estratigrafía del Terciario en el noroeste Argentino. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino*, 15° Congreso Geológico Argentino (Salta), Relatorio: 316-328.
- Hernández, R., Echavarría, L., Allmendinger, R., Reynolds, J. y Jordan, T. 2002. La faja plegada y corrida subandina del Noroeste Argentino. *Secuencias precrecimiento y crecimiento, geometría estructural y tiempo de evolución de los Andes*. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), archivos digitales.
- Hernández, R.M., Jordan, T.E., Dalenz Farjat, A., Echavarría, L., Idleman, B.D. y Reynolds, J.H. 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(4): 495-512.
- Jordan, T.E. y Alonso, R.N. 1987. Cenozoic stratigraphy and basins tectonics of the Andes mountains, 20°-28° south latitude. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 71: 49-74.
- Kley, J. 1998. Variable Foreland Shortening along the central Andes (15°-42° S): correlation with crustal thickness, lithospheric structure and the geometry of the Nazca Plate. 10° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas: 88-93.
- Kley, J. y Monaldi, C.R. 1999. Estructura de las Sierras Subandinas y del Sistema de Santa Bárbara. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino*, 15° Congreso Geológico Argentino (Salta), Relatorio: 415-425.
- Kley, J., Muller, J., Tawackoli, S., Jacobsen, V. y Manutsoğlu, E. 1997. Pre-Andean and Andean-Age deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 1-19.
- Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colletta, B. y Chabron, E. 2000. Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean zone (Bolivia). *Tectonophysics* 320: 45-67.
- López Gamundi, O. 1986. Sedimentología de la Formación Tarija, Carbonífero de la Sierra de Aguara Güe, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 334-355.
- Marshall, L., Sempere, T. y Gayet M. 1993. The Petaca (Late Oligocene- Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) Formations of the Subandean-Chaco Basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Documents Laboratoire Géologique Lyon* 125: 291-301.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L. 1979. Sierras Subandinas. En Turner, J.C.M.

- (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 95-138, Córdoba.
- Momburu, C. F. y Aramayo Flores, F. 1986. Geología del Yacimiento de Aguara Güe. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 6: 53-64.
- Monaldi, C.R. y Boso, M.A. 1987. Dalmatinia (D) subandina n.sp. (Trilobita) en la Formación Zapla del Norte Argentino. 6° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 1: 149-158.
- Moretti, I., Baby, P., Mendez, E. y Zubieta, D. 1996. Hydrocarbon Generation in relation to thrusting in the Sub-Andean zone from 18° to 22° S, Bolivia. *Petroleum Geoscience* 2: 17-28.
- Mosquera, A. 1999. Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales. 4° Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos (Mar del Plata), Actas: 563-578.
- Ramos, V.A. y Alonso, R.N. 1995. El mar Paranaense en la provincia de Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería de Jujuy* 10: 73-82.
- Rasanen, M.E., Linna, A.M., Santos, J.C.R. y Negri, F.R. 1995. Late Miocene Tidal Deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Science* 269: 386-390.
- Reynolds, J.H., Hernández, R.M., Galli, C.I. y Idleman, B.D. 2001. Magnetostratigraphy of the Quebrada La Porcelana Section, Sierra de Ramos, Salta Province, Argentina: initial age limits on the regional Neogene lithostratigraphy and uplift of the southern Sierras Subandinas. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 681-692.
- Russo, A. 1975. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. YPF, (inédito), Buenos Aires.
- Salfity, J., Azcuy, C.L., López Gamundi, O., Valencio, D.A., Vilas, J., Cuerda, A. y Laffitte, G. 1987. Cuenca Tarija. En Archangelsky, S. (ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 15-37, Córdoba.
- Schmitz, M. y Kley, J. 1997. The geometry of the Central Andean Backarc Crust: joint interpretation of Cross-section balancing and Seismic Refraction Data. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 99-110.
- Schulz, A., Santiago, M., Hernández, R., Galli, C., Alvarez, L. y Del Papa, C. 1999. Modelo estratigráfico del Carbónico en el sector sur de la Cuenca de Tarija. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas: 695-704.
- Sempere, T. 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 207-230.
- Sempere, T., Erial, G., Oller, J. y Bonhomme, M. 1990. Late Oligocene-Early Miocene major tectonics crisis and related basins in Bolivia. *Geology* 18: 946-949.
- Sempere, T., Aguilera, E., Doubinger, J., Janvier, P., Lobo, J., Oller, J. y Wenz, S. 1992. La Formación de Vitiacua (Permian Moyen a superieur Trias? Inferieur, Bolivie du sud): stratigraphy, palynologie et paleontology. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie. Abhandlungen* 185: 239-253.
- Starck, D. 1995. Silurian-Jurassic stratigraphy and basin evolution of northwestern Argentina. En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 251-268.
- Starck, D. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca de Tarija. 4° Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos (Mar del Plata), Actas: 63-82.
- Starck, D. y Del Papa, C. 2006. The Northwestern Argentina Tarija Basin: stratigraphy, depositional systems, and controlling factors in a glaciated basin. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 169-184.
- Starck, D. y Schulz, A. 1996. La configuración estructural del límite entre Cordillera Oriental y Sierras Subandinas en el extremo norte de la Republica Argentina: Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 52: 39-46.
- Starck, D., Gallardo, E. y Schulz, A. 1992. La Cuenca de Tarija: Estratigrafía de la porción Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 30: 2-14.
- Vistalli, M. C. 1999. Cuenca Siluro Devónica. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino*, 15° Congreso Geológico Argentino (Salta), Relatorio: 168-184.
- Zunino, J. 1944. La estructura de la Sierra de Aguara Güe desde el paralelo 22° hasta la estación de Cornejo Ballivián. YPF, (inédito), Buenos Aires.

Recibido: 15 de abril, 2009

Aceptado: 11 de septiembre, 2009