

LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA SUBANDINA DEL NOROESTE ARGENTINO. SECUENCIAS PRECRECIMIENTO Y CRECIMIENTO, GEOMETRIA ESTRUCTURAL Y TIEMPO DE EVOLUCION DE LOS ANDES

Hernández R.¹, Echavarría L.², Allmendinger R.³, Reynolds J.⁴, Jordan T³

¹ XR Consultants, Gral. Savio #1035. Salta (CP 4400). Argentina. hernandezr@sinectis.com.ar

² Conicet, Argentina, Cornell University, lee3@cornell.edu

³ Cornell University, rwal@cornell.edu, tej1@cornell.edu

⁴ Brevard College, reynoljh@hermes.brevard.edu

Keywords: Andean. Subandean. Thrust belt. Tectonic evolution. Growth strata. Tertiary.

ABSTRACT

The Subandean ranges of north western Argentina are an active thin-skinned fold and thrust belt. The decollement level corresponds to incompetent Silurian rocks with 2 to 3 degrees' westward inclination. Most faults are and rise from this regional level. There are intermediate decollement levels within Devonian shales which generate lift-off structures decoupled from a superior and lower structural level. The Subandean fold belt has a minimum shortening of about 60 kilometers (36 %) at 22°40' south latitude. There are six growths and/or pregrow the Neogene sediments sequences defined, plus rotated Quaternary strata. We develop the incidence of depositional variables, limitations-and knacks in the use of facies in depositional cycles for this study. The deformation started at 8.5 -9 Ma with the uplift of El Pescado Range and the formation of an important "backthrust" on then west side of Cinco Picachos Range. Faults generation and their associated folds are younger toward the east ; the Pintascayo Range uplift started at 6.9 Ma. These two ranges grew simultaneously until, at least 4.7 Ma. The motion of the fault which originated the uplift of San Antonio Range began at 4.4 Ma. Aguaraque's Range uplift started at 2.7 Ma. Between 4.5 Ma to present, there was a period dominated by out-of-sequence movements on the west side of San Antonio Range, but it was a sort of deformation that practically dominated the whole Subandean on the west side of Aguaraque Range from 2 Ma until today. There are two shortening-velocities' models proposed, both of them between 8 and 11 millimeters per year, consistent with the area's GPS results.

The conclusions of this work were applied to the exploration of petroleum and we was obtained: better space positioning of traps in complex structures in subthrust, determination of the type of prospective hydrocarbon, and the migration history and expulsion of the hydrocarbons for each structural train.

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Subandinas de los Andes Centrales es uno de los principales cinturones sobrecorridos de lámina delgada del mundo, como también es el principal ejemplo actual de un cinturón de retroarco en un marco de no colisión. Esto se extiende desde el norte de Perú hasta el norte de Argentina sobre el margen oriental del orógeno Andino. La porción Argentina del Subandino descrito aquí es la parte del cinturón sobrecorrido y plegado que se extiende entre los 22 y 23 grados de latitud sur, desde la Cordillera oriental al oeste hasta la planicie del Chaco al este. Está caracterizado por una serie de sierras arrumbadas al norte y noreste representados por anticlinales en superficie (Fig. 1).

El modelado estructural es una herramienta clave en el área, dado las grandes acumulaciones de hidrocarburos en trampas estructurales de anticlinales fracturados y en diferentes niveles estratigráficos. Sin embargo la madurez de la materia orgánica, la generación y expulsión de hidrocarburos están estrechamente ligadas a las edades de la nueva estratigrafía devónica, (Albariño et al 2002) al soterramiento por cada tren estructural principalmente controlado por el espesor de los depósitos Neógenos de antepaís y al tiempo de formación de cada estructura. La migración hacia las rocas reservorio de porosidad secundaria (Fm Huamampampa o Fm. Santa Rosa) se piensa relacionada a fracturas y microfracturas de las pelitas generadoras y de las rocas reservorio contemporáneo con la deformación, y por lo tanto vinculadas al tiempo de levantamiento de cada "tren" estructural Subandino. A pesar del conocimiento de la deformación del Subandino Argentino, durante mucho tiempo, ha faltado la comprensión detallada de las edades del movimiento de cada lámina individual.

Correspondería hacer un ajuste de las ideas existentes de los Sistemas Petroleros publicados (Disalvo y Villar 1999) a la luz de esta nueva información. Cada información expuesta aquí es esencial para la exploración de hidrocarburos como para la comparación con los modernos datos geodésicos de GPS y la evaluación del riesgo sísmico.

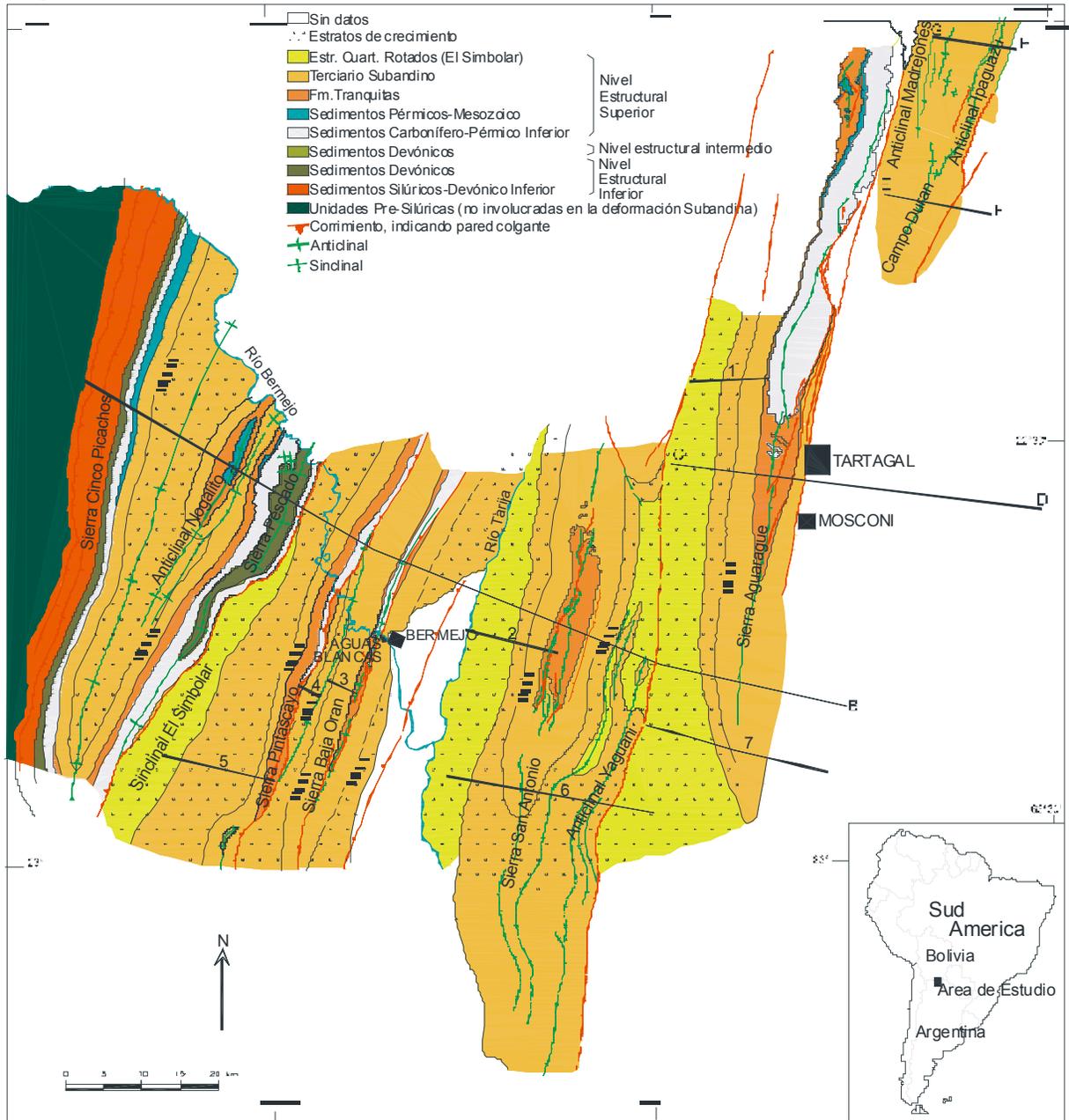


Fig. 1. Mapa geológico simplificado y de ubicación de la Faja Plegada Subandina del Noroeste Argentino. Ubicación de los cortes estructurales: AB Corte transversal regional (Fig. 3). CD Corte estructural de la Sierra de Aguaraque (Fig. 4A). EF Corte estructural del Yacimiento Campo Duran (Fig. 4B). GH Corte estructural del Yacimiento Madrejones-Ipaguazu (Fig. 4C). Localización de las secciones estratigráficas con datos de polaridad: 1. Quebrada de León. 2. La Porcelana. 3. Peña Colorada. 4. Las Manzanitas. 5. Río Iruya. Localización de líneas sísmicas: 6. Línea Sísmica de la Sierra de San Antonio (Fig. 9). 7. Línea Sísmica de la Sierra de Aguaraque (Fig. 10).

Para construir las secciones balanceadas se utilizaron datos de superficie, subsuelo, secciones estratigráficas detalladas, estratigrafía de polaridad magnética y datos de sísmica de reflexión entre otros. Seguidamente fue definido el tiempo de evolución de las estructuras individuales del Subandino que fueron determinadas sobre la base de diferentes métodos de datación de los sobrecorrimientos que incluyen estratos de crecimiento de

terminados por medios directos o utilizando diagramas de separación vertical, la historia de las velocidades de acumulación, la migración de facies y las discordancias.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Faja Plegada Subandina es un cinturón sobrecorrido y plegado de lámina delgada formado por trenes anticlinales, continuos y paralelos de arrumbamiento NNE-SSW (Fig. 1), (Mingramm et al., 1979; Aramayo Flores, 1989, 1999; Belotti et al., 1995; Kley y Monaldi, 1999). El Cinturón del Subandino sur se extiende por 600 Km. desde el “Codo” del Oróclino Boliviano en Santa Cruz de la Sierra, hasta el noroeste de Argentina. El nivel de despegue principal se desarrolla en las pelitas silúricas y tiene de 2 a 3 grados de inclinación hacia el oeste. Las propiedades de las pelitas silúricas, la configuración en largos y delgados trenes estructurales (Dunn et al., 1995), y la ausencia de terremotos someros, sugieren que este es un continuo y eficiente nivel de despegue. Se destaca un importante nivel de despegue intermedio principalmente en las unidades devónicas (Baby et al., 1992; Belotti et al., 1995; Aramayo Flores, 1999, Leturmy et al., 2000). El nivel de despegue intermedio es fuertemente controlado por la paleogeografía y la distribución de facies finas de las rocas devónicas. Debido a la presencia de la distribución diacrónica de estas facies en sentido este-oeste y norte-sur (Albariño, 2002 op. Cit.), el nivel de despegue intermedio corta líneas tiempo lo cual genera también distintos “Sistemas Petroleros” (Magoon L.B., Dow W.G., 1994) en sentido norte-sur y este-oeste. Aunque este diacronismo no se manifiesta en el corte regional Fig. 2 y 3 aquí trabajado.

La presencia de unidades con una conducta mecánica contrastante, permite dividir la columna deformada en tres niveles estructurales (Fig.2) que aproximadamente coincide con las unidades lito-tectónicas de Baby et al. (1992) y con los “niveles” de Aramayo Flores (1999).

El **nivel estructural inferior** tiene un bajo grado de competencia en la sección basal por donde se desarrolla el nivel de despegue inferior y una sección superior competente conformada por depósitos marinos de plataforma de edad Silúrico–Devónico inferior acumulados en una cuenca intracontinental de retroarco con un margen posiblemente convergente (sin faja plegada) post acreción de terrenos desde el Ordovícico hasta el Devónico (Precordillera y Chilena), sin manifestaciones de tectónica compresiva (Dalenz et al. 2002). Esta sucesión consiste de varias Secuencias depositacionales, limitadas en su base y techo por discontinuidades estratigráficas (Starck et al., 1992, Starck, 1995 Albariño et al 2002).

El **nivel estructural intermedio** corresponde a pelitas del Devónico Inferior a Superior (Aguaragüe y San Antonio) bien desarrolladas en el subsuelo del Subandino (oriental) Argentino y la planicie Chaqueña con aproximadamente 1000 m de espesor. Las características mecánicas cambian hacia el oeste debido principalmente a un cambio de facies (más gruesas), y por la erosión precarbonífera existente. Como consecuencia de estos factores el nivel estructural intermedio presenta espesores reducidos de pelitas de edad Devónico medio (Eifeliano) en posiciones como Balapuca y Alarache (Figs. 1 y 2). Estas secciones de pelitas negras laminadas juegan un papel fundamental en la configuración superficial de las estructuras y en la distribución de la roca madre del Cinturón sobrecorrido Subandino. Los 200 a 250 metros inferiores de estas unidades pelíticas, a la latitud de este trabajo, pueden adosarse al nivel estructural inferior de características más competentes y los 100 metros superiores pueden ser incluidos en el nivel estructural superior. (Aramayo Flores, 1999).

Finalmente, el **nivel estructural superior** comprende desde las unidades Carboníferas de la cuenca Tarija hasta los depósitos de la cuenca de antepaís Terciaria; actúan en forma pasiva respecto a la deformación. El Carbonífero - Pérmico de la cuenca de Tarija desarrolló en sus límites de Secuencias, profundos paleovalles que erodaron las sedimentitas Devónicas y fueron rellenados por depósitos glaciales y periglaciales separados por discordancias (Schultz A. et. al. 1999, Viera y Hernández 2001). Luego de la glaciación del Gondwana se depositaron durante el Pérmico tardío al Triásico, depósitos eólicos interestratificados con calizas (Sempere et al., 1992, Sempere, 1995); durante los tiempos Jurásicos se revelan condiciones áridas en función del amplio desarrollo de depósitos eólicos. Los depósitos Terciarios de la cuenca de antepaís serán descritos en detalle en las secciones siguientes.

En general, todas las fallas mayores cortan hacia arriba desde el despegue basal, con vergencia hacia el este y buzando hacia el oeste. En las Sierras Subandinas Occidentales los niveles de deformación no se distinguen debido al cambio de facies de las pelitas devónicas a areniscas competentes hacia las áreas de aporte y a la erosión precarbonífera. Fig2. En el oeste de las Sierras Subandinas funciona mecánicamente un único nivel estructural afectado por fallas que emergen del nivel de despegue regional, generando anticlinales de flexión de falla de limbos dorsales o retroinclinaciones con ángulos suaves y ante inclinaciones o limbos frontales con ángulos altos. No obstante, hacia el este donde las facies Devónicas se transforman en distales y la ero-

si3n precarbonifera es menor, el nivel estructural intermedio presenta espesamientos estructurales con un factor de 3 o m3s respecto al espesor original, generando la diferenciaci3n de los 3 niveles descriptos. La conducta aparentemente d3ctil de este nivel intermedio es el resultado de numerosas fallas peque3as y zonas

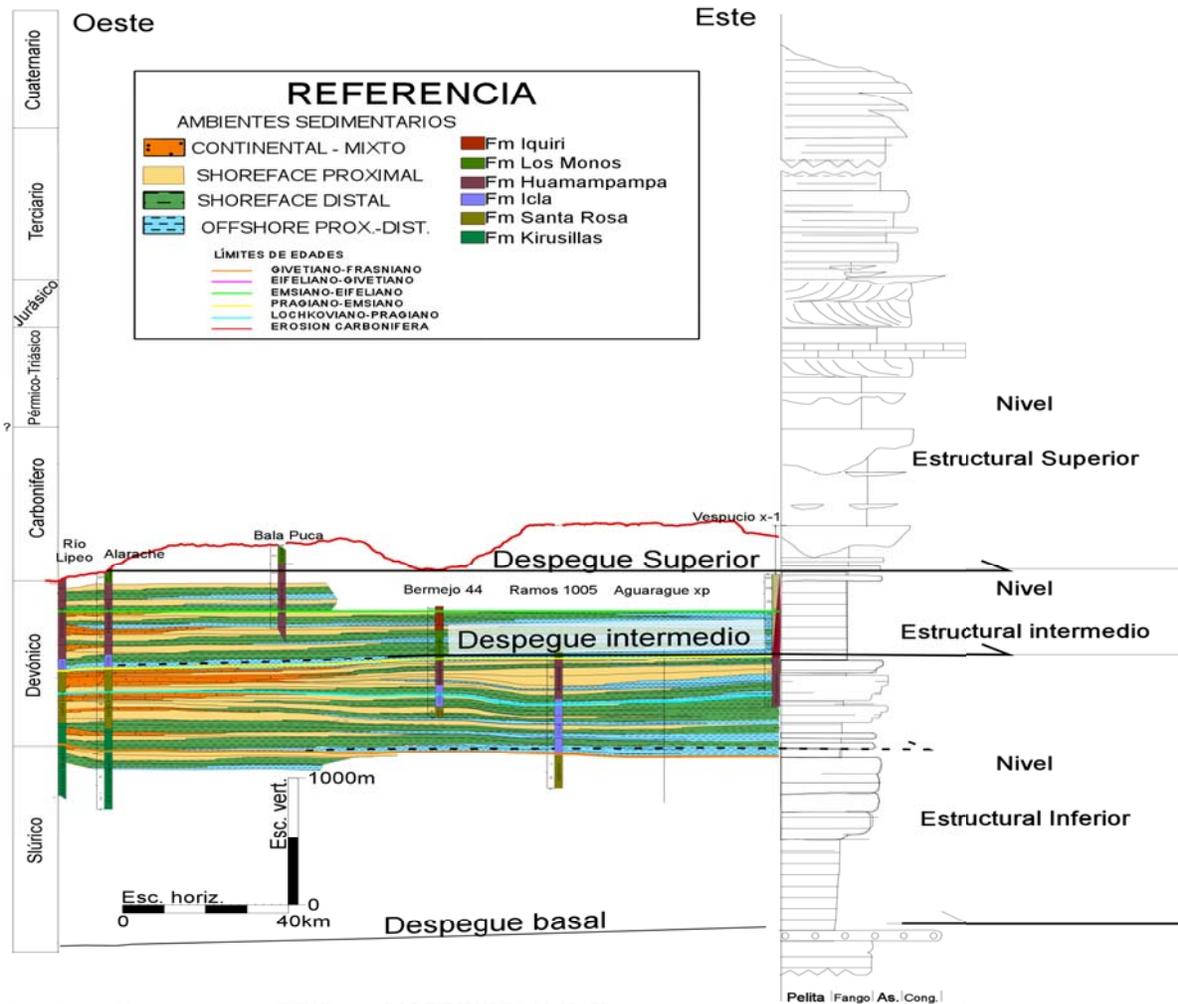


Fig. 2. Columna estratigr3fica general y sus cambios laterales "palinospastizados" del 3rea de estudio, se muestran los niveles de despegue principales que representan los l3mites de los tres niveles estructurales mayores.

de cisalla (Kley y Monaldi, 1999). El desacople es incipiente en la Sierra de Pintascayo pero se hace m3s importante hacia el este en las Sierras Baja de Or3n, San Antonio y Aguarag3e (Figs.3 y 4). Aramayo Flores (1989) ha propuesto que el espesor m3nimo de las pelitas dev3nicas no deformadas es de 500 m. hoy se sabe que el espesor de esas pelitas dev3nicas debe estar en el orden de los 1000m. originales. (Albari3o et al 2002) Al este el nivel estructural superior de las Sierras Subandinas esta caracterizado por flancos de alto 3ngulo, crestas estrechas, con geometr3as comunes de pliegues caj3n (box fold), y cortados solamente por fallas menores. Estos niveles act3an en forma pasiva respecto a la deformaci3n y se ajustan a las restricciones de espacio impuestas por el nivel estructural intermedio.

M3s al este la mayor3a de los anticlinales, Ej. Campo Duran (Fig. 4b), Madrejones e Ipaguazu (Fig. 4c), o bien los hundimientos de algunos otros anticlinales (Ej., Aguarag3e, Mombr3 y Aramayo Flores, 1986) don-

¹ Se denomina "en secuencia" a aquellas fallas que evolucionan en conjunto con la deformaci3n del plegamiento, les da origen al mismo y pueden fallar inclusive los estrato plegados en un estado m3s desarrollado de la falla, pero con la restricci3n que debe existir "continuidad temporal en la deformaci3n". "Falla fuera de secuencia" se entiende por aquellas que demuestran una etapa de inactividad del crecimiento de la estructura al afectar a estratos depositados durante el periodo de "quietud" en el crecimiento. Por ejemplo la falla de la Sierra de Pescado (4 en Fig.3)).

de las crestas son amplias y los limbos suaves, pueden interpretarse como un estadio intermedio o inicial de la evolución de los anticlinales. Con el incremento del acortamiento los resultados son flancos parados, apilamiento bien desarrollado y crestas angostas (Fig. 4a). En otras palabras, los diferentes estadios de evolución de la faja fallada y plegada se pueden observar desde este a oeste (Kley y Monaldi, 1999), ej. Campo Duran-Aguaragüe-San Antonio, o desde sur a norte en las zonas de buzamiento de los ejes anticlinales respecto a su sector medio hasta las posiciones crestales donde se tiene el mayor desarrollo de los pliegues y fallas (ej., Aguaragüe, desde su hundimiento sur hacia el norte) (Figs. 3 y 4).

La geometría disarmónica producida por el desacople del nivel estructural intermedio son comúnmente interpretadas como cuñas tectónicas de techo pasivo (Belotti et al., 1995), de modo que desde el corrimiento basal se desarrolla un retrocorrimiento por la base del nivel estructural intermedio actuando como un corrimiento de techo pasivo y como un nivel de despegue que limita el nivel estructural superior con el intermedio. (Fig. 4b).

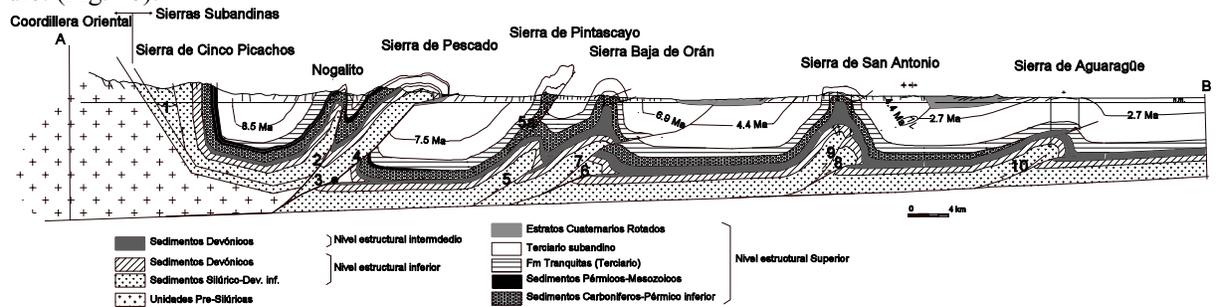


Fig.3. Corte estructural balanceado regional a través de la Faja Sobrecorrida y plegada Subandina. 1. Retrocorrimiento de Cinco Picachos. 2. Corrimiento de Nogalito: en secuencia con reactivaciones fuera de secuencia¹. 3. Corrimiento Pescado: en secuencia. 4. Corrimiento Pescado: fuera de secuencia. 5. Corrimiento Pintascayo: en secuencia con reactivación fuera de secuencia (5a). 6. Corrimiento Baja de Orán: en secuencia. 7. Corrimiento Baja de Orán: fuera de secuencia. 8. Corrimiento San Antonio: en secuencia. 9. Corrimiento San Antonio: fuera de secuencia. 10. Corrimiento Aguaragüe: en secuencia (con reactivaciones menores fuera de secuencia?). Líneas tiempo basadas en dataciones de tobas y estratigrafía de polaridad magnética en el Terciario, ellas representan los límites entre los estratos pre-crecimiento v de crecimiento. Ver Fig. 1 para localización. Sin exageración vertical.

Las secciones transversales aquí presentadas (Figs. 3 y 4) han sido modeladas con el programa “Trishear” (Allmendinger, 1998, Zehnder and Allmendinger, 2000) que facilitó la construcción de los pliegues paralelos y similares desarrollados sobre las rampas, tanto como los pliegues por propagación de falla. Debido a que la faja sobrecorrida y plegada Subandina está caracterizada por amplios sinclinales en los cuales los espesores estratigráficos involucrados por arriba del despegue regional son normales (Fig. 3), cada anticlinal puede ser modelado individualmente. Solamente en el caso de la Sierra de Pescado es transmitido algo de acortamiento hacia adelante a la Sierra de Pintascayo. En los anticlinales donde el desacople producido por el nivel estructural intermedio es importante, la diferencia cinemática de los niveles estructurales de los pliegues, requiere que cada nivel sea modelado independientemente. Es decir todas las fallas mayores que propagan hacia arriba cuando cortan a través de las pelitas Silúricas y/o Devónicas, desde el despegue basal, lo hacen con baja relación propagación/deslizamiento ($P/S < 2$) mientras que cuando el punto de propagación de la falla atraviesa las cuarcitas o el nivel estructural superior, lo hace más rápidamente ($P/S > 2$).

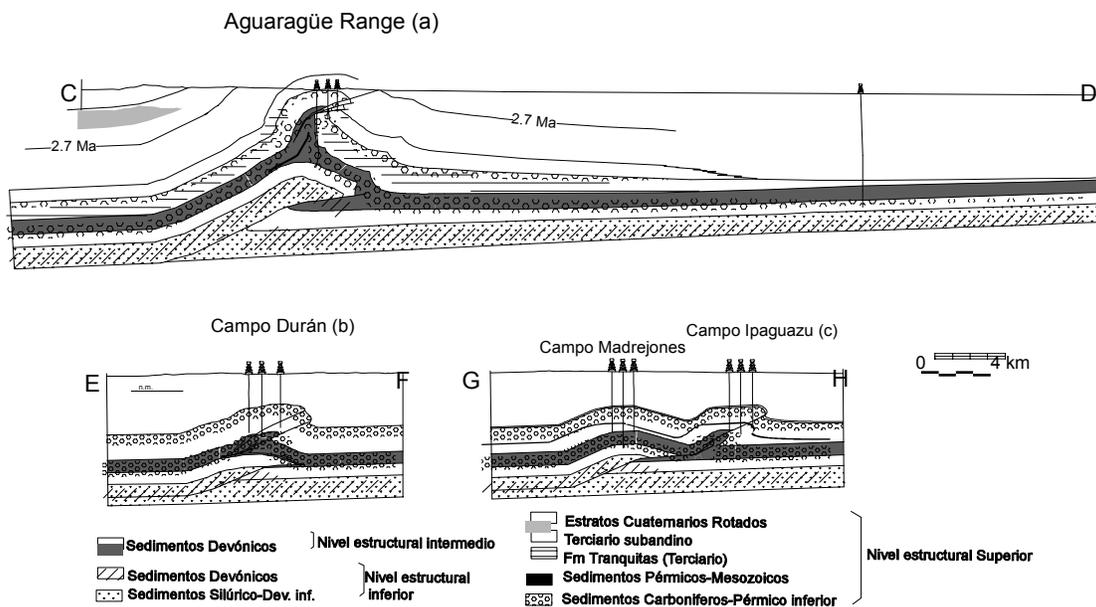


Fig. 4. Secciones transversales de los Yacimientos Sierra de Aguaragüe (a), Campo Duran (b), y Madrejones-Ipaguazu (c). Modificado de Belotti et al. (1995). Ver Fig. 1 para su ubicación. Sin exageración vertical

Los acortamientos varían a lo largo del rumbo de la faja plegada Subandina (Kley, 1998) al sur del codo de Santa Cruz, el máximo acortamiento publicado está en 100 Km. (50 – 55%) cerca de los 21° de latitud sur; si se incluye el Interandino (Dunn et al., 1995, Giraud et al., 1999) el valor está en 156 Km. (56%). La sección regional transversal aquí presentada (Fig. 3) tiene acortamiento menor aún (36%), 55 Km., y un acortamiento adicional de 5 Km. dado por los retrocorrimientos de la Sierra de Cinco Picachos (Starck and Schultz, 1996). En el acortamiento mínimo de 60 Km. aquí presentado, el 65% es generado por falla en secuencia normal (sobrecorrimientos) y el 35% restante está dado por corrimientos fuera de secuencia. Esta cantidad de acortamiento coincide con lo propuesto por otros autores aproximadamente a la misma latitud: 60 Km. en el modelado de Mingramm et al. (1979), 55km en Starck y Schultz (1996), 50-55 Km. calculado por Schmitz y Kley (1997), y Kley y Monaldi (1999).

ESTRATIGRAFÍA TERCIARIA EN LAS SIERRAS SUBANDINAS

Cronología de alta resolución de los depósitos de cuenca de antepaís terciarios

La excelente resolución cronológica está definida por cinco columnas estratigráficas con análisis de polaridad magnética (Fig. 6), algunas previamente publicadas (Hernández et al., 1996). La posible edad de los estratos está restringida por la presencia de tobas intercaladas isotópicamente datadas (Fig. 6). Las cinco secciones son de oeste a este (Fig. 1), Río Iruya y A° Las Manzanas localizadas en la retro y anteinclinación de la Sierra de Pintascayo respectivamente; Peña Colorada ubicada en la retroinclinación de la Sierra Baja de Orán; La Porcelana en el flanco occidental de la Sierra de San Antonio y la Qda de León, localizado en la retroinclinación de la Sierra de Aguaragüe.

La exactitud y precisión de las reversas magnéticas están limitadas por el espaciamiento entre muestras, la velocidad de acumulación y la exactitud de la escala de tiempo global (Cande & Kent, 1995). En este estudio la separación entre las muestras fue entre 15 y 40m en el muestreo original, con un remuestreo en las posiciones de mayor problemática. A pesar de que la Fm Tranquitas también fue muestreada, no se obtuvieron gran cantidad de datos confiables, posiblemente debido a alteración termal de la unidad.

Los datos estructurales presentados son interesantes pero son similares a las estimaciones publicadas anteriormente, sin embargo a esos estudios previos les faltó una descripción de síntesis más definida del tiempo de generación de cada estructura (Hernández et al 1999).

La cuenca de antepaís del Noroeste Argentino comprende más de 7 Km. de depósitos principalmente continentales (Fig. 5) que fueron descriptos como Grupo Orán (Russo, 1975). En la zona de este estudio prácticamente no hay datos que restrinjan la edad del inicio de la cuenca Terciaria de antepaís. Sin embargo con nuevos datos determinados en los últimos años (Hernández R. et al.1999) se ha podido definir el diacronismo existente en los depósitos iniciales de la cuenca de antepaís como así también en las formaciones y secuen-

cias definidas en el relleno en contraposición con análisis previos (Starck y Vergani 1996 o Hernández et al. 1996); las unidades estratigráficas son relativamente más jóvenes de oeste a este y de sur a norte. Por ejemplo los estratos marino miocenos (Formaciones Anta y Yecua) que fueron formalmente interpretados como un simple evento hoy se sabe que en la zona de Metán (Salta-Argentina) tiene una edad desde los 15 Ma, al norte en el Río Parapetí en Charagua (Bolivia) tiene 7.8 Ma mientras que hacia el oeste de la Sierra de Los Milagros (Bolivia, Erickson –Kelly 1995) tiene más de 23 Ma.

Una visión de las Unidades estratigráficas Cenozoicas (Fig. 5)

La unidad Terciaria más antigua para cada tren estructural de las Sierras Subandinas es la Fm Tranquitas (excluyendo al Conglomerado Galarza y la Serie Abigarrada), de 370m en Desecho Chico, unos 660 m de espesor en Sierra de San Antonio y 365m en la Sierra de Aguarañe. La discordancia basal de este Terciario sobreyace regionalmente a unidades cada vez más viejas hacia el este y hacia el sudeste por el comportamiento de su discordancia basal. Estas sedimentitas presentan facies relativamente proximales y/o eólicas con paleosuelos sobrepuestos en la base, un conjunto de facies distales (playa lake y lacustres) e intermedias que progradan a ríos efímeros con facies eólicas subordinadas. (Hernández et al., 1996).

Sobreyaciendo a la Fm Tranquitas, se observan tres ciclos progradantes (Hernández et al., 1996, 1999) con

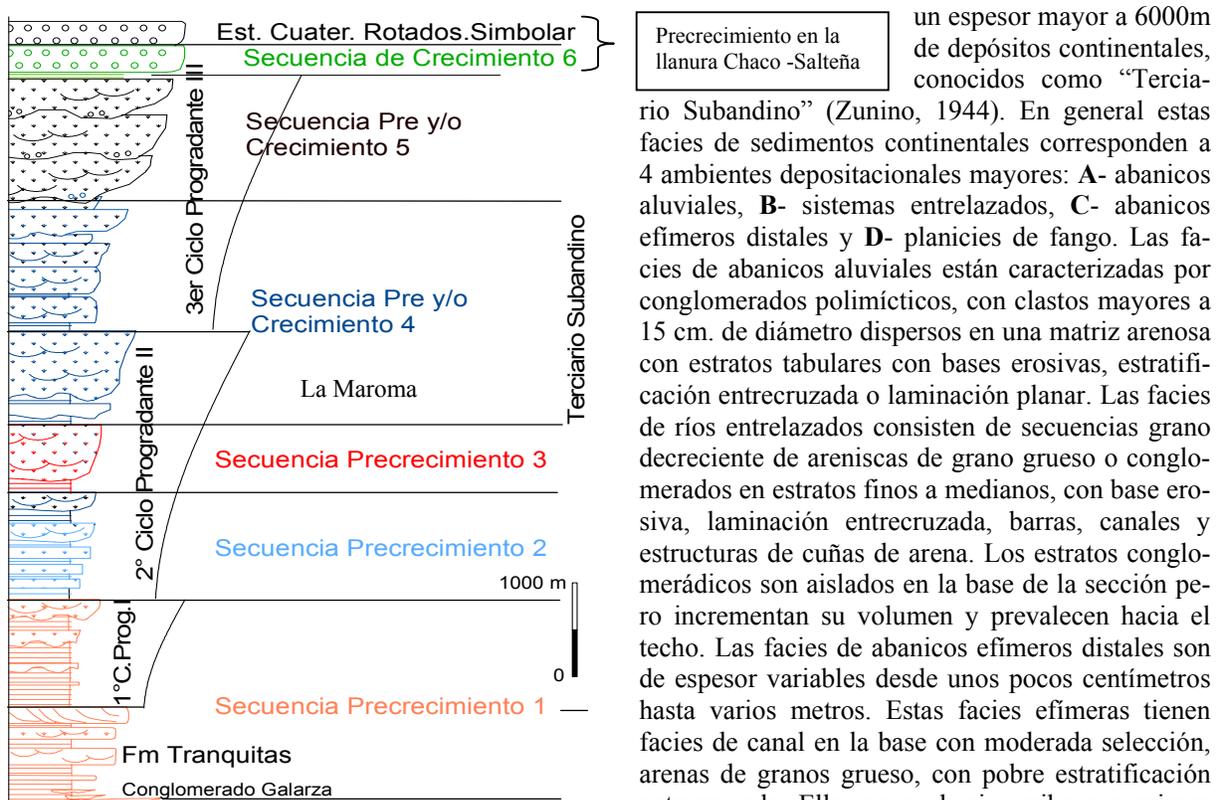


Fig. 5. Columna estratigráfica simplificada de los depósitos de la cuenca de antepaís Cenozoica.

un espesor mayor a 6000m de depósitos continentales, conocidos como “Terciario Subandino” (Zunino, 1944). En general estas facies de sedimentos continentales corresponden a 4 ambientes depositacionales mayores: **A-** abanicos aluviales, **B-** sistemas entrelazados, **C-** abanicos efímeros distales y **D-** planicies de fango. Las facies de abanicos aluviales están caracterizadas por conglomerados polimícticos, con clastos mayores a 15 cm. de diámetro dispersos en una matriz arenosa con estratos tabulares con bases erosivas, estratificación entrecruzada o laminación planar. Las facies de ríos entrelazados consisten de secuencias grano decreciente de areniscas de grano grueso o conglomerados en estratos finos a medianos, con base erosiva, laminación entrecruzada, barras, canales y estructuras de cuñas de arena. Los estratos conglomerádicos son aislados en la base de la sección pero incrementan su volumen y prevalecen hacia el techo. Las facies de abanicos efímeros distales son de espesor variables desde unos pocos centímetros hasta varios metros. Estas facies efímeras tienen facies de canal en la base con moderada selección, arenas de granos grueso, con pobre estratificación entrecruzada. Ellas pasan hacia arriba a areniscas rojas de grano fino, lámina paralela con escasas ondulitas de corriente de lóbulo-canal o inundación.

Las facies de “playa lake” son formadas por sedimentos rojos de grano fino, usualmente arreglados en estratos tabulares y delgados, estratificación paralela a masiva, con ondulitas de corriente, que han sido interpretados como eventos de inundación. (Hernández et al., 1996).

Los ciclos progradantes, si bien son claros sus límites, en cada posición relevada, responden a diferentes factores de control local y regional, sus límites pueden no ser una respuesta de los ambientes depositacionales a mecanismos regionales como un efecto cronológicamente relacionado. Debido a ello la correlación regional de dichos ciclos, como única evidencia del tiempo de levantamiento tectónico, puede conducir a error en la homologación temporal de eventos, los cuales serían totalmente diacrónicos, al igual que sucede con las unidades formales. Como ejemplo de esto se puede ver que lo originalmente propuesto por similitud de ciclos, como única herramienta de correlación, entre la Sierra de Pintascayo y Aguarañe, o sus equivalencias con las Megasecuencias de Starck y Vergani 1996 Ob. cit.), fue esencialmente equivocada a fin de datar la for-

mación de las estructuras utilizando la correlación de los ciclos progradantes. Si bien estos Ciclos puede ser una buena aproximación inicial, si son distinguibles en una posición de cuenca de antepaís “simple” o Fosa Frontal, cuando comienza a intervenir la interrelación del levantamiento de las estructuras (inicio del crecimiento) en las cuencas de antepaís “complejas o partidas” o Prisma de Tope (Hernández et al 1999) se hace metodológicamente inviable, siendo la datación integral de la columna, para obtener variaciones en las velocidades de sedimentación, la única posibilidad de llegar a un modelo de relleno de los sedimentos más cierto. Por ejemplo el Primer Ciclo progradante en la Porcelana es cronológicamente una parte del Segundo Ciclo hacia el oeste, (Peña Colorada) sería un error establecer una relación paleogeográfica entre ambos ciclos o definir un levantamiento estructural sincrónico entre ambos.

En función de lo expuesto se ha optado, a diferencia de publicaciones anteriores (Starck y Vergani 1996, Hernández et al. 1996, Hernández et al. 1999) por definir dos tipos de secuencias en cuencas de antepaís, nominadas aquí: “SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS DE PRECRECIMIENTO” –SPC- y “SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS DE CRECIMIENTO” –SC-. Si bien ambos tipos de Secuencias pueden ser temporalmente coexistentes, sus geometrías depositacionales son totalmente diferentes. Este criterio geométrico de los depósitos es esencial para su diferenciación. Sus límites son discontinuidades estratigráficas o sus paraconcordancias relacionadas y se observaron en los cambios rápidos y puntuales de la velocidad de acomodación en los sedimentos.

Lamentablemente, este tipo de conocimiento secuencial aquí propuesto, indefectiblemente requiere de una metodología de datación precisa, continua o al menor intervalo posible del registro sedimentario a fin de determinar cambios en las velocidades de acomodación de sedimentos. En este trabajo se combinó para ello la magnetoestratigrafía ajustada con dataciones de tobas e información sísmica en las posiciones que ella lo permitía.

La extensión o regionalidad de cada tipo de las dos Secuencias aquí definidas es diferente, las SPC en general tienen relación con eventos globales y/o mecanismos regionales mientras que las SC están limitadas a efectos locales como puede ser la capacidad de acomodación de sedimentos al desarrollarse la deformación en anticlinales y sinclinales, acompañado de las implicancias en las velocidades de sedimentación y levantamientos involucradas.

Sin embargo las SC, de menor implicancia regional, son de esencial importancia para la exploración de hidrocarburos, ya que determinan las geometrías estructurales exploratorias sobre todo en los “bloques bajos” y ajusta el entendimiento de la relación tiempo generación-migración/ tiempo de la estructuración o re-estructuración con la posible remigración de los HC.

Esta nueva definición solucionaría la interpretación de las cuencas de antepaís donde la carga tectónica es de una incidencia tal que oculta, inhibe o disminuye los controles globales de cambio eustático, como sucedería en las cuencas de antepaís aisladas o separadas del mar, como es gran parte de la tratada en este trabajo².

Por ahora, esta es la mejor forma encontrada para resolver un problema dialéctico que hace a estas secuencias de relleno en una cuenca continental de antepaís.

Para definir este tipo de secuencias se necesitan:

- líneas tiempo de alta precisión en intervalos de registro sedimentario reducido,
- análisis sismoestratigráficos en los hundimientos y en la zona de mayor acortamiento de las estructuras.
- análisis de estratigrafía secuencial de campo por medio de las paleogeografías sobrepuestas

La SPC 1 (Secuencia Estratigráfica Precrecimiento 1) tiene geometría de cuña, adelgazándose hacia el este. El espesor es de unos 1704 m en el Río Iruya y de 200 metros en La Porcelana y desaparece completamente en el flanco oeste de la Sierra de Aguaragüe (Fig. 6 y 6a). Esta Secuencia SPC 1 involucra facies de la Fm Tranquitas o del Terciario Subandino inferior dependiendo de la posición analizada. Esta SPC1 comprende un ciclo granodecreciente desde facies fluviales o eólicas en la base, a lacustres, continúa con facies de playa lake y finalmente culmina con un ciclo grano creciente de facies de relleno multihistórico de canales en la posición del R. Iruya. Puede ser comparada aquí con la definición de trabajos anteriores de Hernández et al. 1996 y 1999 con la Fm Tranquitas y el primer Ciclo Progradante (I) en la Sierra Pintascayo (Fig. 6).

² A excepción de los tiempos correspondiente a la Ingresión Paranense en sus dos pulsos.(Hernández et al 2002 en prensa)

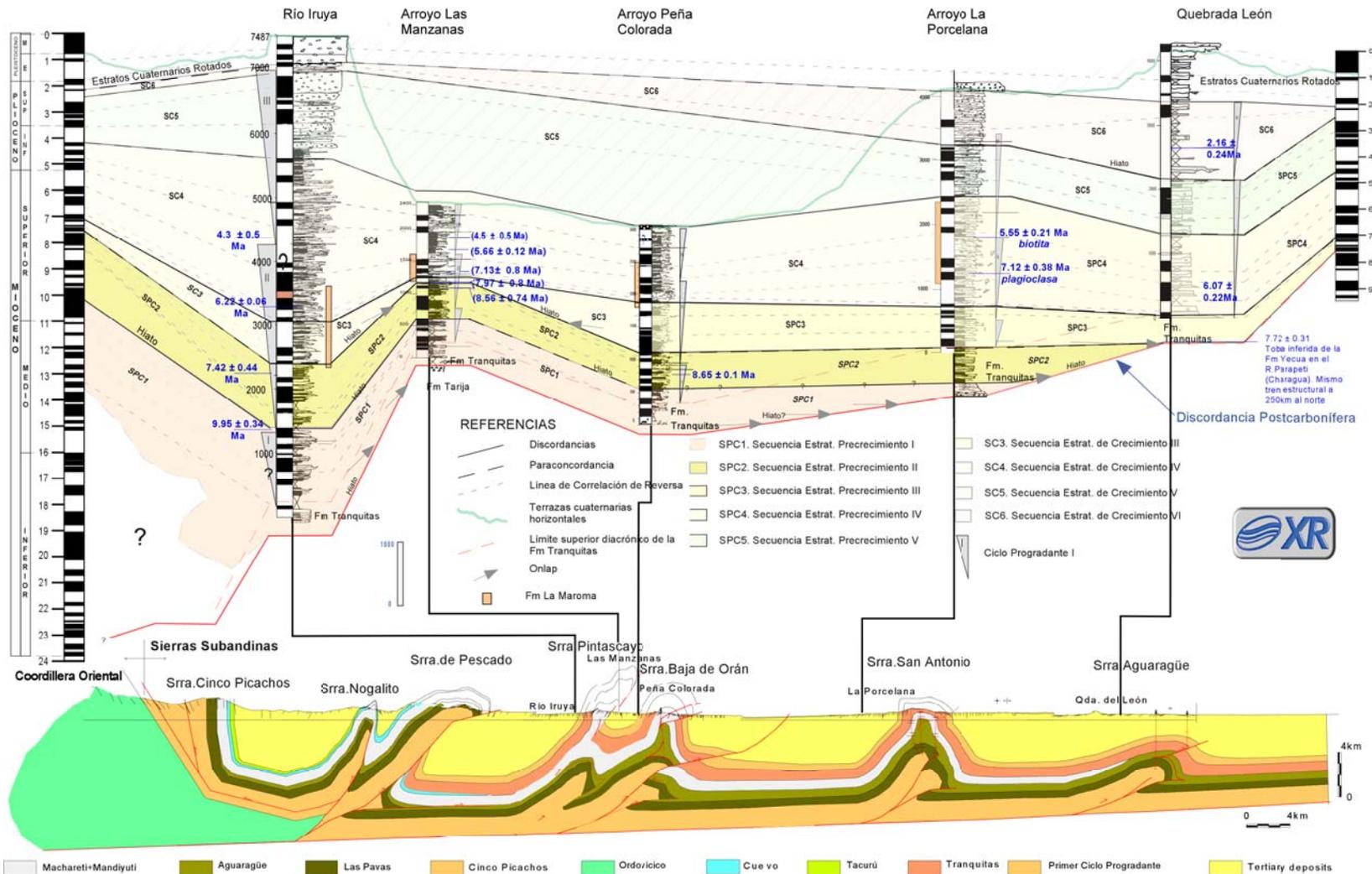


Figura N° 6: Correlación cronoestratigráfica del Terciario Subandino desde el límite Interandino hasta la Sierra de Aguaragüe

La SPC1 en La Porcelana, presenta un relleno basal de mayor energía que se interpretan como un registro durante un período de baja tasas de sedimentación y paso de sedimentos, donde solo han quedado evidencias de facies con paleosuelos por una baja tasa de acomodación de sedimentos durante el ascenso paulatino del nivel del mar Paranense entre 14 y 12Ma (si no hubiese existido es ascenso del mar posiblemente aquí no existiría registro sedimentario).

Entre los 10 a 5 Ma irrumpe el ingreso del mar Caribeño (base de la SCP2).³

Un hiato no depositacional de variable magnitud y distribución ha sido interpretado entre la SPC1 y la SPC2 en el Río Iruya, Las Manzanas y Peña Colorada (Figura 6a). Nótese que el límite entre ambas Secuencias no es coincidente en todos los casos con el límite entre el Primero y Segundo Ciclo Progradante, depende de la posición observada (I y II en Fig.6).

La SPC2 comienza con facies de “playa lake” en el Río Iruya, en la base del Segundo Ciclo Progradante (II en Fig. 6), mientras que en la anteinclinación de Las Manzanas lo hace en facies de lóbulo canal dominantes y al igual que en Peña Colorada, en la parte media del Primer Ciclo Progradante (I). Esta discrepancia entre las Secuencias aquí definidas y el inicio de los ciclos de progradación de antepaís (Flemings y Jordan Ob. Cit.), se interpreta como:

- producto de la incidencia del tectonismo regional al finalizar la carga por el levantamiento de la Cordillera Oriental, produce un levantamiento del “bulge” de la cuenca de antepaís generando un hiato erosivo o no depósito, respecto a la SPC1 (ver Fig. 6a) con la superposición de facies descriptas.
- o bien producto de una “protoestructura” anticlinal en Desecho Chico y la Sierra Baja de Orán.

La SPC2 en la posición de La Porcelana, abarca desde las facies lacustres de la Fm Tranquitas (Ascenso del nivel de base Caribeño, 10 a 5Ma (?) Hernández 2002 Ob. cit), facies de playa lake, hasta facies de lóbulo canal en el techo. La SPC2 conforma una figura geométrica de acuñaamiento hacia el este desde el R. Iruya hacia la Qda. León.

La SPC2 para la posición de la Qda. León en la Sierra de Aguara Güe, no tiene registro por ser la posición más elevada del “bulge”.

El tope de la SPC2 en La Porcelana culmina con las facies de playa lake correspondiente al inicio del Primer Ciclo Progradante (I) y al inicio de la SPC3, como respuesta de un ciclo de cuenca “simple” de antepaís al elevarse la Sierra de Pintascayo (SC3).

La SC3 en el A° Las Manzanas y R. Iruya, hacia la posición de La Porcelana, sus depósitos equivalentes en tiempo se transforman en la SPC3.

La SC3 comienza en la mitad del Segundo Ciclo Progradante (II) (Hernández et al 1996 y 1999) en las posiciones de Las Manzanas y R. Iruya, mientras lo hace próximo a la base en Peña Colorada posiblemente producto del incremento de subsidencia en el sinclinal frontal del levantamiento del anticlinal de Desecho Chico.

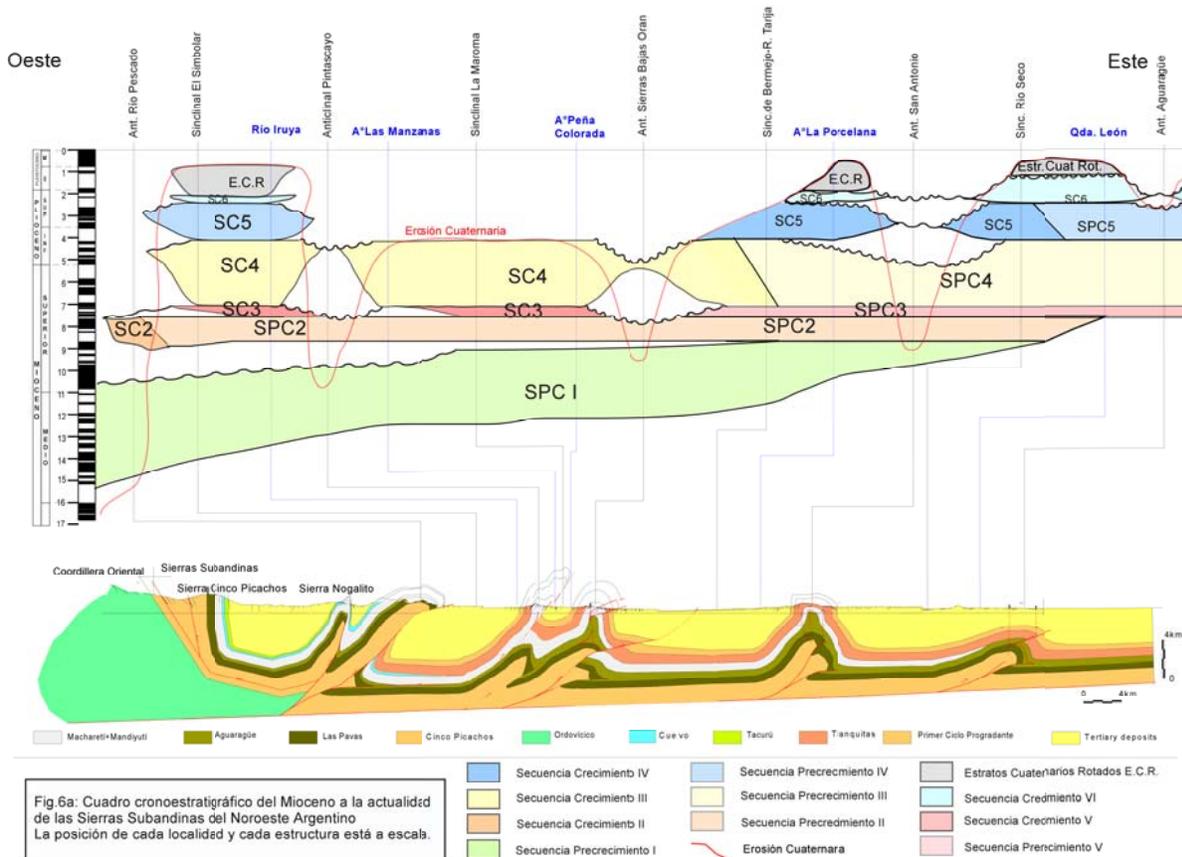
La sección basal de las SC4 y SPC4 (parte cuspidal del Ciclo Progradante II -Estratos de La Maroma-), discontinuidad mediante, se entiende como el inicio de una reactivación de la energía representada en los sedimentos producto de:

- el levantamiento de las estructuras anticlinales que reactivan las áreas de aporte que limitan las cubetas sinclinales que albergan estos sedimentos y
- a un cambio climático producto de las barreras geomórficas establecidas por el levantamiento de las sierras inmediatamente al oeste (Starck y Anzótegui, 2001), en un paisaje similar al actual. Este tiempo de relleno sedimentario, que ya corresponde a la SC3 y SC4 es coincidente también con un ascenso global del mar (Haq et al.1998) y coincidente con una época de expansión de climas globalmente más benignos (“green house”) y con el registro en tiempo del ingreso marino registrado en la Qda de Parapetí, Bolivia (Hernández et al 2002, en prensa).

Justifica esta interpretación el hecho de tener en el oeste (Sierra Baja de Orán y Pintascayo) facies de ríos entrelazados con flujos continuos, la presencia de trozos de troncos, briznas vegetales abundantes, cambio en la coloración de las facies suspensivas, el incremento de la energía de las estructuras y rellenos de canal con areniscas medianas a gruesas hasta conglomerádicas, la presencia de sales sulfurosas asociadas a las briznas vegetales y a los niveles de areniscas y areniscas conglomerádicas de relleno de canal. No se observa la presencia de este tipo de facies en la Sierra de Aguara Güe (Qda de León) aunque se tiene el registro de la misma en tiempo.

³ La interpretación se basa en la datación de la toba encontrada en la Fm Yecua en el A° Parapetí en Bolivia y es relacionada con las facies de la Fm Tranquilla en la Sierra de Aguara Güe. (Hernández et.al. 2002, en prensa)

Este concepto paleoclimático, propuesto como metodología viable de correlación regional, es lo que ha permitido que parte de la columna del Grupo Orán de la zona de Metán (Salta) haya sido correlacionada correctamente como evento de facies (formaciones) con el Terciario Subandino ya definido en trabajos anteriores. Por ejemplo se ha correlacionado la Fm Guanaco a los Estratos de La Maroma en los diferentes trenes estructurales Subandinos. La ausencia de este tipo de facies en la Sierra de Aguaraque (Qda de León) sirve para interpretar la existencia de una barrera geomórfica mayor que detiene en la zona cordillerana, los vientos cargados con humedad provenientes del Océano Atlántico pero que hacia el este en posiciones tan alejada como la Qda de León se hace más árido, como sucede hoy entre el Chaco Salteño y las Sierras Subandinas. Este evento de condiciones climáticas más húmedas fue datado su registro de oeste a este (Figura 6): entre los 7.1 Ma y los 6.2Ma. en el Río Iruya, llega hasta los 5.8 Ma en el Ayo. Las Manzanas, a los 5.2 Ma en la



Qda Peña Colorada, en el Arroyo La porcelana abarca desde los 6.5 Ma hasta los 4.2 Ma., y no fue identificado en la Qda de León. Este rejuvenecimiento del registro del evento climático más húmedo desde el oeste, muestra la misma historia del levantamiento estructural de oeste a este que formó las sucesivas barreras geomórficas que migraron hacia el antepaís (Starck 2001 ob.cit.). Desde otro punto de vista, para que esta condiciones climáticas más húmedas se registren, debió existir este cambio global en si mismo, posiblemente vinculado a la presencia próxima del mar Caribeño probado para esta edad a unos 250 Km. al norte en Bolivia (Hernández op. cit. 2002).

La SC4 desde La Porcelana hacia el oeste o la SPC4 hacia el este representa el inicio del crecimiento de la Sierra de San Antonio, marcando como en los casos anteriores, la interrupción en la parte media del Tercer Ciclo Progradante, y al igual que en las otras Secuencias, interrumpe el ciclo de antepaís “normal” generado por el Crecimiento de la Sierra Baja de Orán al oeste.

Existe una Secuencia de Crecimiento en el hundimiento sur de la Sierra de San Antonio ubicada en el tercio superior del Tercer Ciclo Progradante (III) de la cual no se identificaron cambios en las tasas de sedimentación en el Arroyo de La Porcelana, la misma fue definida por terminaciones sísmicas y su paraconcordancia llevada hacia la Sierra de Aguaraque lo que determinó su exclusión como tal en este análisis. (Mosquera A., 1999)

La SC5 se encuentra definida en el tercio superior del Tercer Ciclo Progradante con facies de sistemas entrelazados medios que se hacen proximales hacia arriba y que lateralmente hacia el flanco Occidental de la Si-

rra de Aguara güe (Qda de León) pasan a facies de relleno de canal entrelazado distal y playa lake, también incrementa su energía hacia arriba.

Las Secuencias de crecimiento aquí establecidas se encuentran separadas en algunas posiciones por discordancias erosivas o no depositacionales suaves (Figura 6a), las posiciones muestreadas corresponden a la re-troinclinación que ha migrado hacia el este sobre el flanco de las estructuras producto del crecimiento de la misma. La zona con registro de la discordancia de crecimiento y los estratos cuaternarios rotados, habrían sido erosionados con la degradación actual de la cresta de las estructuras anticlinales.

Sintetizando, los Ciclos Progradantes interpretados durante las etapas de crecimiento, al igual que las Secuencias de Crecimiento, cambian en espesor y arreglo de facies entre los diferentes depocentros de los sinclinales (valles intermontanos) como también a lo largo de las mismas cuencas intermontanas. Los espesores y facies dependen del espacio disponible para alojar sedimentos, la velocidad de levantamiento de los altos adyacentes, la capacidad de erosión de los ríos en relación al aporte de los altos, a la capacidad de corte de los posibles “endicamientos” producidos por los levantamientos estructurales aguas abajo etc. La diferencia fundamental entre las Secuencias de Crecimiento y los Ciclos Progradantes es en su definición: las **Secuencias de Crecimiento** son establecidas por su geometría depositacional en un determinado intervalo de tiempo, en relación al levantamiento de las estructuras anticlinales, sus límites separan cambios en las tasas de sedimentación y solo es posible definirlos con seguridad por medio de la metodología aquí aplicada o alguna similar que defina líneas tiempo (sismoestratigrafía); mientras que los **Ciclos Progradantes** son una expresión de la migración de ambiente los que pueden estar originados en mecanismos locales, regionales o global, los que son de dudosa discriminación con la única herramienta que los define (las facies). Un ejemplo de esto es la inundación existente en el medio del Tercer Ciclo Progradante (III) tercio superior de la SC4 en el Río Iruya, la cual *no* es reconocida en otras localidades en la misma posición estructural y temporal como es la columna El Nogal (27 Km. al norte del Río Iruya -Fig. 1) y además no corresponde a ninguna discordancia ni cambio en las velocidades de sedimentación.

Los Estratos Cuaternarios Rotados, como una Secuencia de Crecimiento más, están presentes en todas las cuencas intermontanas en una clara relación discordante y como monótonas secuencias de conglomerados gruesos de abanicos aluviales. A medida que observamos los sedimentos de edades equivalentes hacia el este, se ven más distales, no porque estuvieran paleogeográficamente relacionados, sino porque los perfiles de equilibrio de los ríos que las depositan tienen un gradiente mayor en las sierras occidentales (Cinco Picachos y Pescado) que en las orientales (San Antonio y Aguara güe).

Métodos de datación de la deformación aplicados en Fajas Plegadas

En este trabajo se han utilizado diferentes métodos de datación para definir la edad de la ocurrencia de los estadios de movimiento. Los más directos y confiables son los vinculados a la relación de los estratos de crecimiento. Pero otros datos derivados de las cuencas de antepaís proporcionan un buen ajuste con el momento de los movimientos, aunque ellos son más ambiguos e imprecisos. Estos métodos son, en orden de incremento en la ambigüedad (Jordan et al., 1988), discordancias, proveniencia (Steidtmann and Schmitt, 1988), historia de la velocidad de acumulación (Johnson et al., 1985, Reynolds and Johnson, 1985, Johnson et al., 1986), y migración de facies (Flemings and Jordan, 1990, Jordan, 1995).

Las relaciones de corte no son abundantes, al menos en la parte del Subandino, dado principalmente por el alto rango de cobertura y el importante desacople estructural del nivel de pelitas devónicas. La mayoría de las fallas que cortan hacia arriba desde el nivel de despegue basal son ciegas. La mayoría de las fallas emergentes son claramente fuera de secuencia, o al menos con un importante componente de reactivación final de fuera de secuencia, estas fallas usualmente cortan niveles pleistocenos.

Estratos de Crecimiento (Medwedeff, 1989; Suppe et al., 1992) acumulados durante y en proximidad del crecimiento de las estructuras, facilitaría marcadamente la precisa datación de la historia del movimiento de los corrimientos individuales en el Subandino Argentino.

A pesar del conocimiento preciso de la edad de los estratos a través de la calibración de la magnetoestratigrafía, ajustada con edades de tobas, los datos de reflexiones sísmicas no son claros, en la mayoría de los casos para distinguir entre estratos de pre-crecimiento y crecimiento. A pesar de la presencia de espesas secuencias sedimentarias “sin-orogénicas”, y la aceptable resolución de los datos de las reflexiones sísmicas de las Sierras de San Antonio y Aguara güe, los estratos de crecimiento no son tan claros como se esperaba. Hacia el oeste en las Sierras de Pintascayo y Baja de Orán la resolución sísmica decrece dramáticamente, principalmente debido a la inclinación de los flancos de los anticlinales. Por esto para poder reconocer los

estratos depositados durante el crecimiento, se construyeron diagramas de separación vertical con los datos de superficie, obteniéndose excelentes resultados (Echavarría L. y Allmendinger R. 2002)

Discordancias. Las discordancias en el Terciario Subandino son comúnmente difíciles de reconocer. Ellas fueron definidas sobre la base de los ciclos depositacionales progradantes, por las superficies de erosión y la repentina migración de facies. Sobre la base de la cronología disponible, hoy se sabe que las superficies de erosión representan breves períodos de tiempo. De las discordancias las más importantes son aquellas asociadas directamente al crecimiento de las estructuras o bien posiblemente a la migración hacia el este del hiatos que representa el inicio de los depósitos de la cuenca de antepaís sobre el “bulge”.

La **proveniencia** de los sedimentos no ha sido de gran ayuda para diferenciar los movimientos individuales dentro del Subandino, principalmente por el pequeño contraste litológico a lo largo de la Faja fallada y plegada. Sin embargo, debido al contraste de litologías entre el substrato de las Sierras de Cordillera Oriental y Subandina, se pudieron realizar algunas interpretaciones en base a la primer aparición de litologías diagnósticas y/o por el cambio en la abundancia modal. Hernández et al. (1996) ha descrito las áreas de proveniencia de los sedimentos para las diferentes secuencias en el oeste de las Sierras Subandinas (posición Río Iruya).

Las **velocidades de acumulación** de los estratos están relacionadas a las velocidades de subsidencia relativa del basamento. Al tener alta resolución cronológica para los estratos, se pudo identificar los tiempos de aceleración y desaceleración de la subsidencia relativa del basamento. Sin embargo, la subsidencia no es reflejo exclusiva de los esfuerzos tectónicos, esta también refleja los cambios en la elevación de la superficie depositacional (nivel de base). Particularmente en estratos no marinos, la evidencia de la elevación de la superficie depositacional raramente se conserva, debido a lo cual es difícil corregir los datos de acumulación por la elevación del nivel de base a fin de ser separados de los cambios tectónicos.

Migración de facies. Hay muchos ejemplos del uso del cambio lateral de facies y sus migraciones a través del tiempo para datar los movimientos (Wiltschko and Dorr, 1983, Jordan et al., 1993; Bilodeau and Blair, 1986; Heller et al., 1986). Sin embargo se ve claramente en este estudio que la migración de facies generalmente no coincide con la cronología obtenida de los corrimientos o con el análisis de relleno estratigráfico desde otras fuentes.

Jordan et al. (1988) concluyó que deberían evitarse las interpretaciones de la historia de corrimientos específicos solo basados en la distribución de facies.

Se puede concluir que ninguno de los métodos descriptos puede resolver por si solo el problema de la determinación del tiempo del movimiento individual de los corrimientos en una faja sobrecorrida. En este trabajo, se ha aplicado una combinación de diferentes métodos obteniendo más precisión que lo conocido previamente de la evolución cronológica de la faja plegada Subandina.

TIEMPO DE LEVANTAMIENTO DE LAS SIERRAS SUBANDINAS

La deformación en la Cordillera Oriental finaliza a los 10 Ma (Jordan and Alonso, 1987, Gubbels et al., 1993, Schmitz and Kley, 1997) y posteriormente se propagó a las Sierras Subandinas. Hay cierto acuerdo que hasta los 6 Ma, fue pequeña la deformación de la faja Subandina (Moretti et al., 1996), pero es poco conocida la edad del movimiento de las fallas individuales. Aquí se proveen los datos más exactos disponibles para determinar el momento y forma de la evolución de la faja plegada Subandina del Noroeste Argentino.

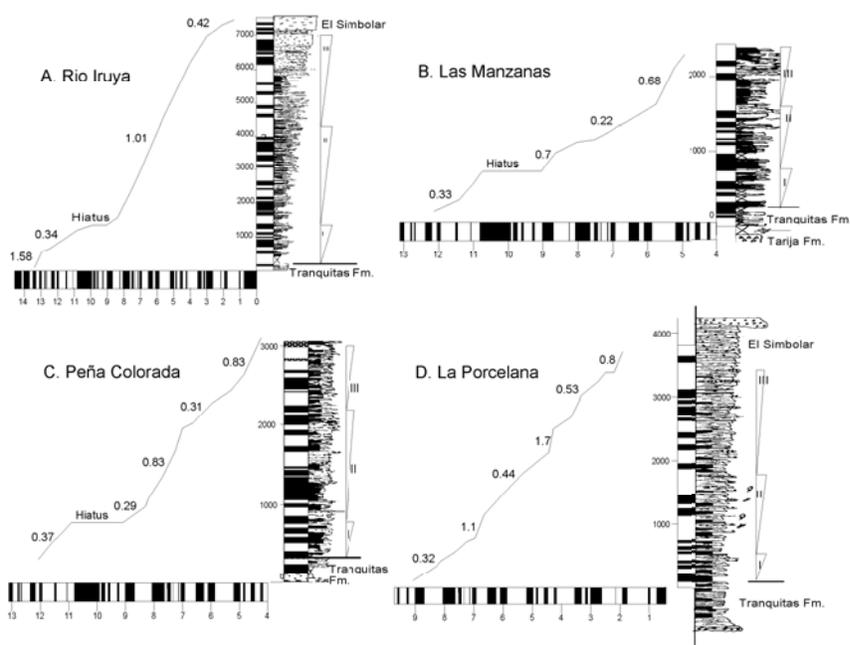


Fig. 7. Historia de la acumulación de los sedimentos del Terciario Subandino usando medición de espesores acotados en el tiempo. Las curvas no son un promedio de una nube de puntos de datos pero marca la posición actual de los sucesivos puntos de datos. Los números al lado de las curvas representan la velocidad media de acumulación en mm/año. **A.** Río Iruya. **B.** Las Manzanas. **C.** Peña Colorada. **D.** La Porcelana.

Las secciones del Río Iruya (Fig. 7A), Las Manzanas (Fig. 7B) y Peña Colorada (Fig. 7C) muestran un dramático incremento en la velocidad de sedimentación entre 8.5 y 9Ma. Aunque la causa exacta no puede determinarse, se sugiere que es el resultado de la formación y el desplazamiento subsiguiente de un corte en rampa emergente desde el basamento hacia un desplazamiento a lo largo del despegue en las pelitas silúricas. La rampa de pared colgante se localiza hoy aproximadamente bajo la Sierra de Cinco Picachos mientras que su homólogo de yacente lo hace entre 65 y 75 Km. hacia el oeste (Starck & Schultz, 1996, Allmendinger & Zapata, 2000) (Fig. 3). El movimiento sobre la rampa de yacente proveniente de los niveles cristalinos medios, apoyados sobre el nivel Silúrico de despegue horizontal, (Allmendinger and Zapata, 2000), produce una flexura cortical y el incremento en la tasa de sedimentación en una cuenca de antepaís desarrollada hacia el este hasta la posición de la Sierra de Aguarañe. Algunos autores han relacionado como sincrónico la aceleración de la sedimentación a los 10 Ma (Marshall et al., 1993, Kley et al., 1997) a un evento magmático félsico explosivo en el Altiplano y el oeste de Cordillera Oriental. (Sempere et al., 1990, Coira and Caffè, 1999).

El efecto que dominó en un tiempo anterior (10 Ma) (SPC1) en el Río Iruya, fue el proceso de “endicamiento” que generó facies distales de “playa lake” a lacustre posiblemente como producto del levantamiento por carga tectónica (“bulge”) de lo que es actualmente la Sierra de Pintascayo.

La rápida subsidencia producto de la carga tectónica del levantamiento de la Sierra de Pescado también produce migración de facies, y la depositación de sedimentos de grano fino de “playa lake” en la base de la SCP2 o en la base del Segundo Ciclo Progradante (II) en el Río Iruya (Fig. 6). No obstante en Las Manzanas y Peña Colorada el efecto semejante en facies, irrumpe en el sector medio y superior de la SPC2, seguramente vinculado al tiempo de migración de la taza de subsidencia en relación a la migración hacia el este de la carga tectónica.

En las SPC2 y 3 podría sumarse, a esta migración de la subsidencia por carga tectónica, un incremento en la generación del espacio disponible para albergar sedimentos por el cambio relativo del perfil de equilibrio de los ríos inducido por el ascenso marino, registrado 280 Km. al noreste (Bolivia, Hernández ob.cit. 2002) entre 10 y 5Ma. (?), en la parte cuspidal de la SPC2 en el A° Peña Colorada y en la sección basal de la SPC3 en

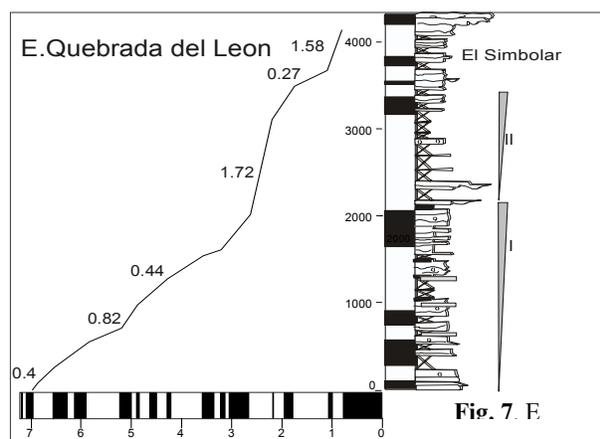


Fig. 7. E

La Porcelana. También con esto se muestra una migración del espacio para albergar sedimentos y su rejuvenecimiento hacia el este.

El ascenso marino entre los 10 y 5Ma., no está documentado directamente por fósiles en esta parte del Subandino Argentino, aunque podría estar representado por las facies finas de la Fm Tranquitas (solamente desde la Sierras de San Antonio y Aguaragüe hacia el este). No obstante la ingresión marina esta probada y bien expuesta en el Sudeste de Bolivia (Flanco oriental de la Sierra de Charagua -Hernández R. et al Ob. cit), con una edad máxima similar a la establecida aquí para la base de la SC3 o SPC3.

La fase de acortamiento temprano de las Sierras Subandinas entre los 10 y 8.5 Ma fue transmitida a lo largo del plano de yaciente por el nivel de despegue Silúrico al área Subandina, generando un retrocorrimiento en la Sierra de Cinco Picachos.(Figs. 1 y 11A). Este retrocorrimiento ocurre en la anteinclinación del mega pliegue por flexión de falla con núcleo en el basamento cristalino (Fig. 3). Este evento probablemente también produce el levantamiento de la “proto – Sierra de Pescado/Desecho Chico”, sin embargo el rango de levantamiento debe haber sido menor que la tasa de sedimentación por el volumen de sedimentos aportados desde Cordillera Oriental, como es demostrado por la proveniencia de clastos desde Cordillera Oriental en la SC3 en el Sinclinal de El Simbolar (flanco occidental de la Sierra de Pintascayo, Río Iruya). (Hernández et al., 1996).

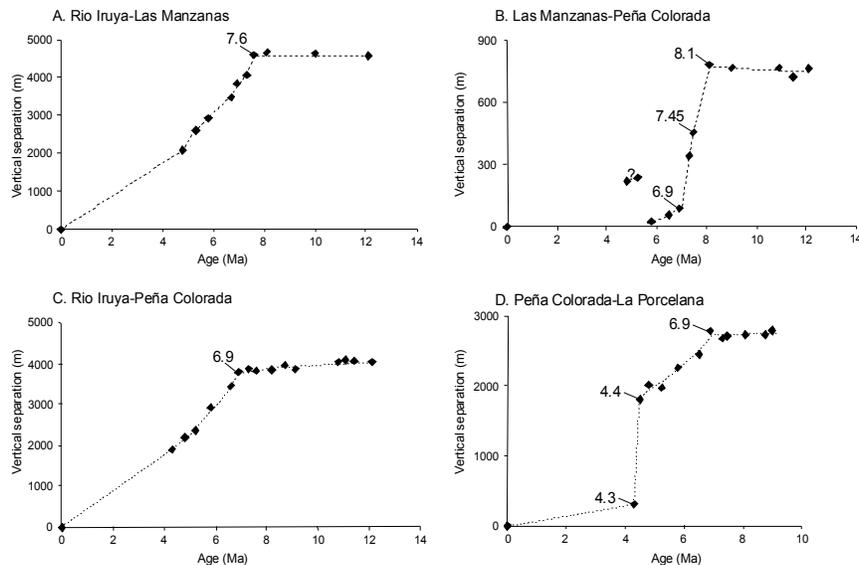


Fig. 8. Diagramas de separación vertical. La distancia entre capas de edad similar en dos localidades diferentes niveladas al tiempo actual. **A.** Río Iruya-Las Manzanas. **B.** Las Manzanas-Peña Colorada. **C.** Río Iruya-Peña Colorada. **D.** Peña Colorada – La Porcelana

Hacia el este, la geometría de los estratos de crecimiento es sumamente sutil, requieren un detalle de observación mayor. Por lo tanto se construyeron diagramas de separación vertical para Pintascayo y la Sierra Baja de Orán (Bischke, 1994). Estos diagramas, basados en datos de superficie, relacionan el espesor de sedimentos acumulados en dos ubicaciones diferentes para un tiempo específico. Cuando el rango de depositación es igual en las dos localidades, la separación vertical se mantiene constante, pero cuando ellos son diferentes, se produce una inflexión en la curva de separación vertical, indicando el inicio del dominio de los estratos de crecimiento.

En el diagrama de Río Iruya - Las Manzanillas (Fig. 8A), el rango de sedimentación fue igual en ambas columnas (separación vertical constante) hasta los 7.6 Ma, pero desde este punto hacia arriba hay una importante inflexión en la separación vertical de las curvas, indicando que la Sierra de Pintascayo comenzó a crecer entre los 7.6 y 7.3 Ma. El diagrama de separación vertical para la columna de Las Manzanillas y Peña Colorada (Fig. 8B) ratifica esta edad y reduce la incertidumbre a 7.6-7.45 Ma (Fig. 11B). En este diagrama puede también ser observada una inflexión entre 6.9 y 6.6 Ma, que es el resultado de una reducida tasa de sedimentación en Peña Colorada.

Esta inflexión puede ser vista también en el diagrama de la sección Río Iruya-Peña Colorada (Fig. 8C) dado por la disminución de la tasa de sedimentación en Peña Colorada. Estas inflexiones en las curvas de separación vertical pueden reflejar el inicio del crecimiento de la Sierra Baja de Orán entre los 6.9 y 6.6 Ma (Fig. 11C). El levantamiento de estas sierras forzó la migración de la cuenca de antepaís hacia el este, y produce un nuevo evento de subsidencia en la posición de la sección de La Porcelana (Fig. 7D), mostrando un abrupto incremento en el rango de sedimentación a los 6.9 Ma. Las Sierras de Pintascayo y Baja de Orán aparentemente continúan creciendo simultáneamente, resultando menor acomodación de sedimentos en el sinclinal localizado entre ellos. Sin embargo, al oeste, en el sinclinal de El Simbolar se produce una cuenca independiente con rápida subsidencia y alta tasa de sedimentación, mientras que al este sucede lo mismo pero en una cuenca de antepaís "simple" en la localidad de La Porcelana (Hernández et al. 1999). Allí, las proporciones de acumulación presentan una tasa de aproximadamente 1 mm/año entre los 7 y 6 Ma. Sin embargo, en la cuenca intermontana entre la Sierras de Pintascayo y Baja de Orán la acumulación solo es de 0.3 mm/año. Así se puede explicar la gran diferencia de desarrollo entre los flancos de los anticlinales. A los 5 – 4.5 Ma (Fig. 11D), la Sierra de Pintascayo debe haber tenido una considerable altura, causando el "endicamiento" de varios ríos con proveniencia desde el oeste como se observa en la sección del Río Iruya.

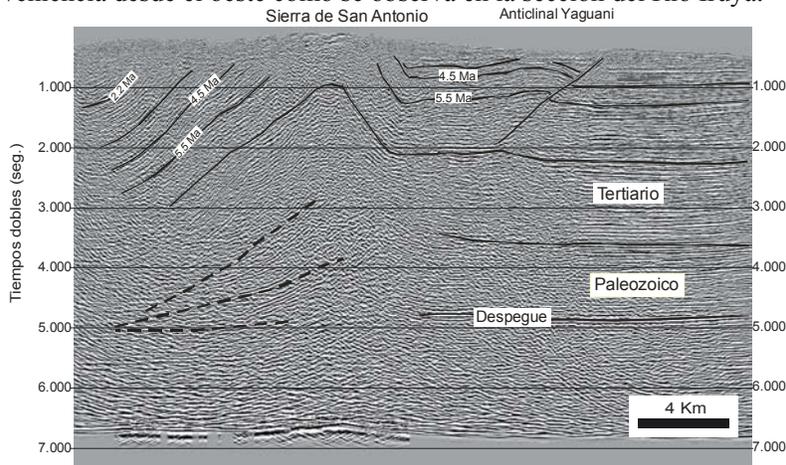
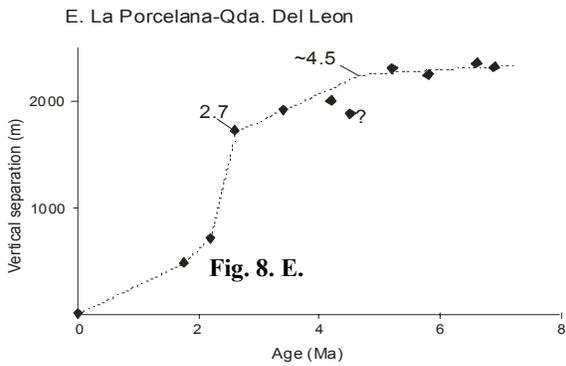


Fig. 9. Línea sísmica migrada con interpretación mostrando las relaciones de crecimiento en el limbo frontal de la Sierra de San Antonio con edades de 4 – 4.5 Ma. Ver Fig 1 para su ubicación

La deformación continúa migrando al este con el inicio del levantamiento de la Sierra de San Antonio. Los estratos de crecimiento interpretados en la anteinclinación del anticlinal Ramos desarrolla patrones de "on-lap" hacia el oeste, donde los reflectores son divergentes hacia el este (Fig.9). Es notable como los reflectores no son afectados con figuras de estratos de crecimiento por el anticlinal Yaguani (Fig. 1) confirmando la deformación de este anticlinal en un episodio posterior de deformación. Los estratos de crecimiento indican que el inicio del levantamiento de la Sierra de San Antonio fue entre los 4.5 y 4 Ma. Una interpretación similar (aunque no exactamente igual) fue expuesta por Mosquera (1999), quien, basado en estratos de crecimiento observados en líneas sísmicas, correlacionados con la sección de la Porcelana, propuso que la Sierra de San Antonio se elevó entre los 3.5 a 4 Ma. Aquí se propone que la edad del levantamiento se produjo en-

tre 4 y 4.5 Ma, lo que correlaciona bien con un importante incremento en la tasa de sedimentación (de 0.44 a 1.7 mm/a) a los 4.4 Ma en la sección La Porcelana (retroinclinación de la Sierra de San Antonio) (Fig. 7D). Este cambio también produce la inflexión en la curva del diagrama de separación vertical Peña Colorada – La Porcelana (Fig. 8D). La finalización del crecimiento de la Sierra de San Antonio no puede determinarse con precisión, pero es posterior a los 3.2 Ma, basado sobre la suave inflexión de la curva de sedimentación a ese momento.

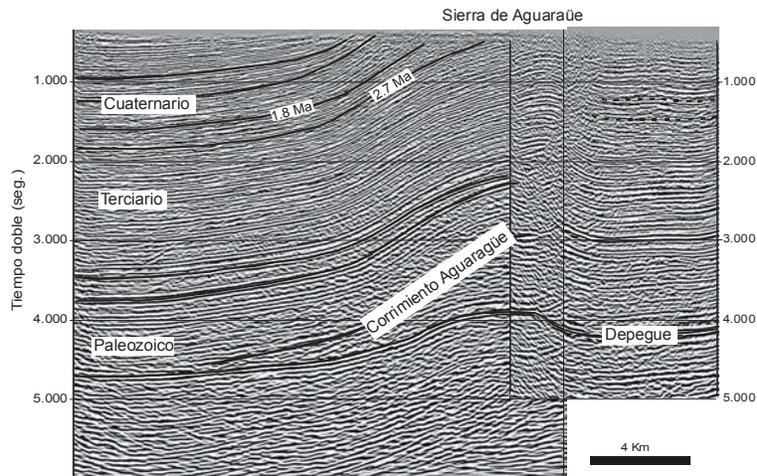


Fig. 10. Línea Sísmica migrada de la Sierra de Aguaragüe. Han sido interpretadas rotaciones progresivas de las retroinclinaciones con edades de 1-1.5Ma. Ver localidades en la Fig. 1.

Hacia el este en la Sierra de Aguaragüe, se desarrollaron pobremente los estratos de crecimiento. Reconocidos en las secciones sísmicas, inclusive algunos reflectores no muy claros que hacen “onlap” en la retroinclinación del anticlinal Aguaragüe, o algunos reflectores divergentes hacia el oeste, los cuales han sido interpretados como progresivas rotaciones de flanco. La edad asignada a estos reflectores está en 1.5 Ma (Fig. 10). Mosquera (1999) también describe relaciones de crecimiento en ambos flancos del anticlinal de Aguaragüe con edades de 2.5 a 3 Ma. El diagrama de la tasa de sedimentación construida para la sección de la Qda. de León en el Sinclinal de Río Seco muestra un brusco incremento en la sedimentación desde 0.4 a 1.7 mm/año a los 2.7 Ma, seguido por una migración de facies de grano fino en la base de la SC6 o coincidente en este caso con el inicio del Segundo Ciclo Progradante. El inicio del crecimiento de la Sierra de Aguaragüe puede ser restringido a los 2.5 – 3 Ma y continúa su crecimiento “en secuencia” hasta 1.2 Ma. Porque la discordancia que limita por debajo a los Estratos Cuaternario Rotados (El Simbolar) es la discordancia mejor reconocida y expuesta en la cuenca de antepaís Neógena del noroeste Argentino. Está caracterizada por una súbita migración de facies con una progradación de abanicos aluviales. El cambio de rumbo y buzamiento de los estratos por arriba y por debajo de la discordancia es bastante notable. Sin embargo, la discordancia no siempre es clara en los reflectores sísmicos, excepto, por ejemplo en el sinclinal de El Simbolar (Fig. 1), donde los reflectores traslapan hacia el este, así como las rotaciones ya mencionadas de la Sierra de Aguaragüe. Mosquera (1999) reconoció la discordancia en los anticlinales de San Antonio y Aguaragüe, asignando una edad de 1.8 Ma. En este estudio se registró un corto hiato y posterior depositación de los abanicos aluviales en la sección de La Porcelana (Fig. 6a) a los 2.2 Ma. En la Qda de León se identificó un fuerte incremento en la sedimentación a 1.2 Ma (Fig. 7E), interpretado como evidencia posterior de la discordancia subyacente a la depositación de los Estratos Cuaternarios Rotados (El Simbolar).

Dadas las evidencias que varias Sierras en el Subandino fueron levantadas con mayor velocidad que la tasa de sedimentación al momento de la depositación de los Estratos Cuaternarios Rotados (El Simbolar), generó diferentes espesores y edades en las cuencas intermontanas para este intervalo de tiempo (Fig. 11B). La correlación estratigráfica de las reversas magnética con la escala global de reversas datadas, determina que el patrón de la depositación de los Estratos Cuaternarios Rotados (El Simbolar) se comenzaron a depositar a los 2-2.2 Ma⁴ en el Río Iruya, a los 2-1.8 Ma en La Porcelana, y a 1.2 Ma en la Qda de León. La aparición en la columna estratigráfica en un área del orden de kilómetros en facies de conglomerados de abanico aluvial indicaría la contemporaneidad del movimiento de láminas de corrimientos cercanos (Jordan et al., 1993). Se

⁴ Si bien el límite Qt.-Tc es a 1.8 M.a. se generalizaron como Estratos Cuaternarios

puede pensar entonces, que estas facies de abanicos aluviales fueron depositadas en espacios generados por nuevos eventos de deformación, los que reactivaron fallas preexistentes y formaron nuevas fallas fuera de secuencia. La aparición de las facies de los Estratos Cuaternarios Rotados (El Simbolar) entre la Sierra de Pescado y Desecho Chico a los 2-2.2 Ma puede reflejar el incremento en la tasa de erosión, probablemente debido a un incremento de relieve tal que genera nuevas barreras geomórficas con el subsiguiente cambio climático local (Starck D. 2001 ob.cit). Los movimientos fuera de secuencia migraron hacia el este en el tiempo registrándose en la Sierra de Aguaragüe aproximadamente a 1.2 Ma. Estas fallas fuera de secuencia, son simultáneas respecto a cada deformación frontal. Prueba de esto es la continuidad del fallamiento de secuencia hasta el presente como puede encontrarse en la falla de Pescado (Fig. 3 -falla4-) que corta los estratos cuaternarios rotados 8°, con menos de 1 Ma (El Simbolar), respecto a las terrazas fluviales actuales (Hernández et al., 1996).

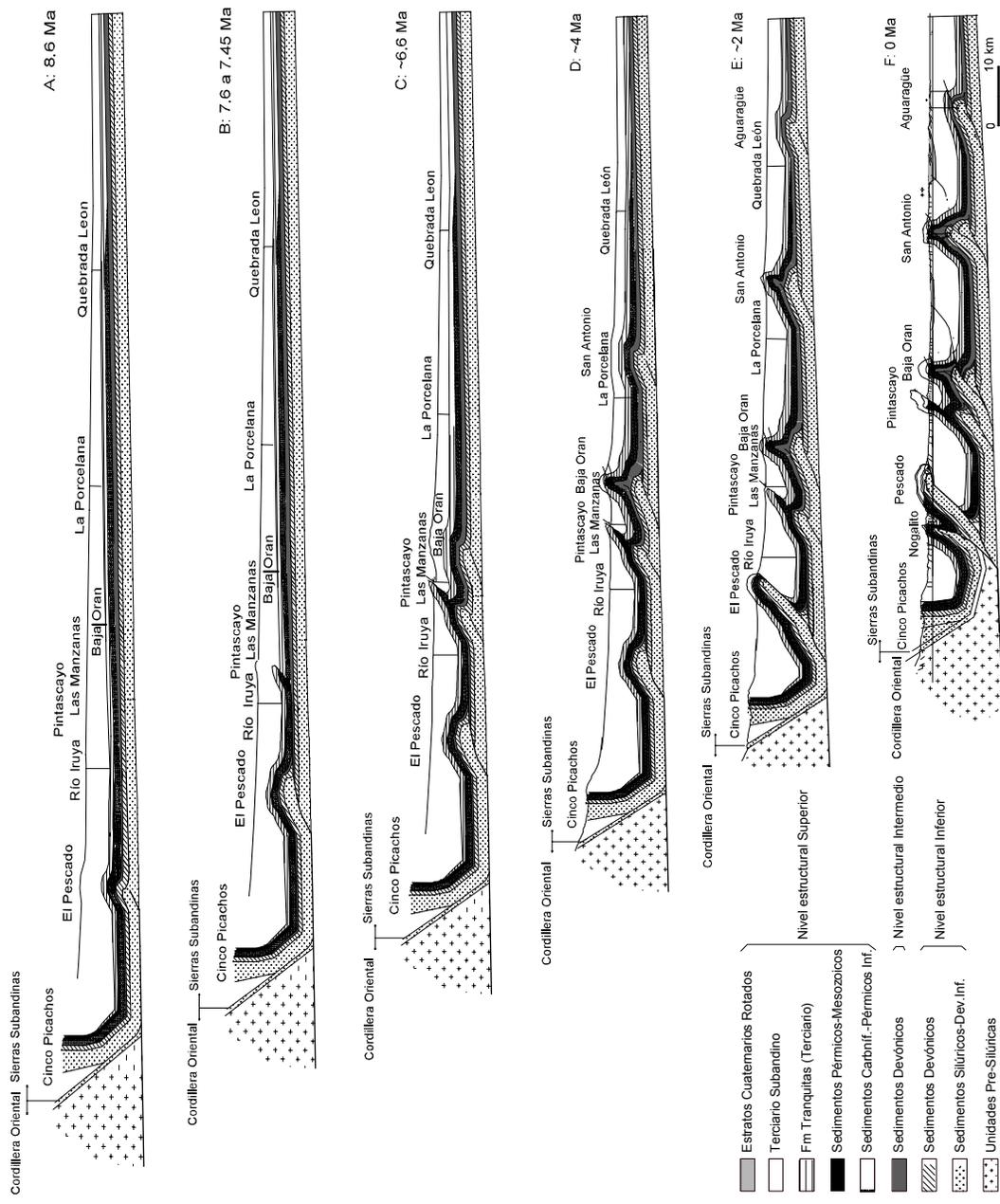


Fig. 11. Estadios de la evolución en la Faja Plegada Subandina

INCERTIDUMBRE EN LA CRONOLOGIA DE LA DEFORMACION

La secuencia de la deformación aquí presentada, como en la mayoría de los estudios de este tipo, está basada principalmente en la edad de los depósitos relacionados a fallas y pliegues de la cuenca sedimentaria de antepaís. No hay edades de la deformación tomadas directamente sobre ellas, situación que puede producir incertidumbre en los resultados. Uno de los errores está asociado a la precisión de la cronología estratigráfica relacionada a la polaridad magnética local con la global calibrada por medio de las dataciones radimétricas de las tobas intercaladas. No obstante la polaridad magnética es uno de los métodos más exactos para datar sucesiones continentales, donde la incertidumbre de la edad asignada para cualquier zona de polaridad es menor a 100.000 años. Estos errores son muy pequeños para los objetivos de este estudio.

La incertidumbre mayor es la derivada por el grado de exactitud en las interpretaciones geológicas. Por ejemplo, es incierto si la deformación es la que organiza las sucesiones mayores de facies o son productos de otras causas, por ejemplo evolución del río o migración del mismo que son parcialmente independientes de la deformación. También, el incremento de las velocidades de sedimentación pueden ser debidas a un incremento de carga por los corrimientos o por otras causas como cambios climáticos, la migración o endicamiento del río. Y aún si la deformación es la causa, todavía no se sabría exactamente que corrimiento produjo la carga tectónica que finalmente genera la subsidencia y acomodación de sedimentos.

Para algunos corrimientos, como el retrocorrimiento de la Sierra de Cinco Picachos, hay poca información para datar el movimiento. En este caso, el movimiento podría relacionarse a la primera fase de deformación Subandina o bien que ella ha sido una falla activa durante todo el tiempo de la deformación Subandina.

La reactivación del levantamiento de la Sierra de Pescado (Fig.3 Falla 4) es otro punto clave que genera una incertidumbre bastante alta. Si se considera que el corrimiento está totalmente relacionado a los depósitos del Cuaternario Rotado (El Simbolar), su movimiento podría iniciarse a los 2.2 Ma. Sin embargo, los estudios de procedencia (Hernández et al., 1996) indican que, dentro del Tercer Ciclo Progradante en el Río Iruya, la procedencia de los sedimentos cambia de la Sierra de Cinco Picachos a la Sierra de El Pescado. Si estos datos indican el levantamiento de la Sierra de El Pescado debido a la reactivación de los corrimientos, entonces la reactivación del levantamiento de la sierra podría estar en aproximadamente 4.5 Ma.

Otra incertidumbre es la falta de preservación de los depósitos sedimentarios. Éste es el caso para las secciones de Las Manzanas y Peña Colorada, donde los estratos más jóvenes conservados tienen 4.7 y 4.2 Ma respectivamente. La identificación de eventos más joven de deformación en estas dos posiciones sería imposible.

El resultado general es que el tiempo de inicio de los movimientos está mejor definido que la finalización de los movimientos o la forma en que se desarrolló el movimiento en el tiempo. Visto este desconocimiento, la Figure 12A muestra el tiempo máximo y mínimo en el cual cada corrimiento actuó durante el movimiento. Sobre la base de estos datos fue calculado la proporción de deformación para toda la faja plegada y corrida Subandina.

VELOCIDADES DE DEFORMACIÓN EN EL CENOZOICO TARDÍO DE LA FAJA PLEGADA Y FALLADA SUBANDINA

Si se combinan los acortamientos estimados de la sección transversal balanceada de la Faja Subandina Sur (Fig.3) con las edades descritas en este trabajo (Fig. 6), se puede, por primera vez definir las velocidades aproximadas de acortamientos. (Fig. 12B). El resultado de esta experiencia terminó con dos diferentes interpretaciones:

- Si se asume la **duración máxima** permisible del movimiento de cada falla, entonces la velocidad de acortamiento total para la faja Subandina se incrementa gradualmente y aproximadamente en forma lineal desde los 9 Ma hasta alcanzar su máxima velocidad de 11 mm/año a los 3 Ma y luego decrece hasta la velocidad actual de 8mm/año.
- Si se asume la **duración mínima** de los corrimientos permitida por los datos, entonces la curva indicaría que la faja plegada Subandina se formó en dos pulsos de deformación relativamente discretos alrededor de los 8 – 9 Ma y desde los 2 Ma hasta el presente. En esta última interpretación la velocidad de acortamiento pudo haber alcanzado los 13 mm/año o más considerando que entre pulsos (7-2 Ma), el acortamiento actuó con una velocidad de 0 a 5 mm/año.

Coudert et al. (1995) llevó a cabo un estudio de flexión cortical y subsidencia tectónica en el margen oriental del Subandino sur de Bolivia. Utilizando escasas dataciones, sugirieron tres estadios de subsidencia: tasas de subsidencia relativamente altas entre 10-9 Ma, 7.5 Ma, estos dos estadios son semejante al primer episodio

de 9 a 8 Ma y se cree que este trabajo agrega detalles con más dataciones para las edades más nuevas. Desafortunadamente, no se puede hacer una comparación detallada entre la historia de subducción de la placa de Nazca-Sudamericana debido a una pobre resolución de las reversas magnéticas del fondo oceánico sobre la placa de Nazca.

En los dos modelos presentados aquí, la tasa de acortamiento horizontal en la faja Subandina durante los últimos 2 Ma tuvo un rango entre 8 y 11 mm/año. Las estaciones de GPS localizadas al oeste de la faja Subandina en Tarija y Sucre muestran velocidades de acortamiento de 8 a 12 mm/año hacia el este con respecto al punto fijo de referencia (Bevis et al., en prensa). Esta figura tiene un notable ajuste con las velocidades determinadas geológicamente sobre los últimos 2 Ma.

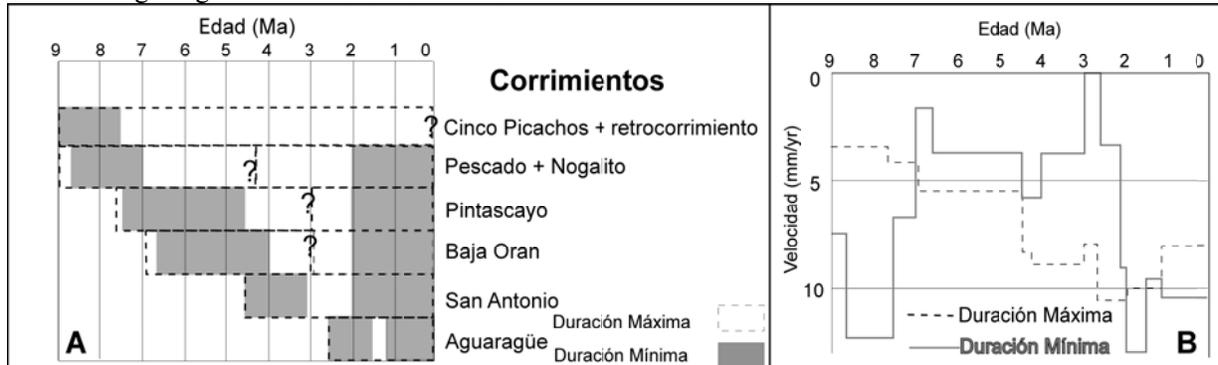


Fig. 12. A. Duración de los movimientos de cada corrimiento de la Faja Plegada Subandina. Tanto la duración máxima o mínima son consistentes con el conjunto de datos aquí mostrados. **B.** La velocidad acumulada de los movimientos para la totalidad de los pliegues y corrimientos en función del tiempo. Las curvas están dibujadas para las dos interpretaciones de A

APLICACIÓN DE ESTA INFORMACIÓN A LA EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS

Las rocas madre de hidrocarburos del Devónico fueron soterradas por espesos depósitos del Neógeno de la cuenca de antepaís directamente relacionados a los corrimientos, con una dinámica tal que se produce el ingreso a la ventana de generación de petróleo y/o gas en forma simultánea con la deformación. (Dunn et al., 1995). Sin embargo, el inicio de la generación de hidrocarburos de las rocas devónicas podría comenzar antes, durante el Mesozoico o incluso en el paleozoico superior (Moretti et al., 1996, Di Salvo A. y Villar H., 1999, Starck, 1999), aunque se relaciona el clímax de la generación, expulsión y migración a la historia geológica Neógena, debido a una interrupción de la madurez del kerógeno durante el Mesozoico-Paleógeno (Ungerger 1983 op.cit.). La generación de hidrocarburos produce un incremento en la presión del fluido poral, originando despegues intermedios en la roca madre dado por una disminución interna del coeficiente de fricción. La migración de los hidrocarburos sigue a la evolución del frente de corrimiento con las edades del “clímax” de generación, expulsión y migración de hidrocarburos cada vez más jóvenes hacia el este. El estadio de máxima generación de hidrocarburos podría iniciarse entre 8 y 5 Ma en la porción occidental de la Faja Plegada Subandina, expulsarse y migrar hacia el este a las Sierra de San Antonio a medida que esta se iba formando (vías de migración efectivas lateral y vertical con porosidad intergranular y por fracturas interconectadas debido a la deformación aplicada a las rocas competentes intercaladas). Cuando el frente de corrimiento avanza hacia el este (Sierra de San Antonio), las cubetas frontales de antepaís (“foredeep”) en esta nueva posición incrementarán su carga sobre la roca madre por los nuevos sedimentos generados, posibilitando con un par similar al descrito (Subandinas Occidentales-San Antonio), pero ahora San Antonio - Sierra de Aguaragüe, posteriormente para Aguaragüe - Campo Duran-Madrejones y finalmente Ipaguazu para edades más jóvenes que los 4 Ma. En esta etapa de la deformación interpretada, los sedimentos asociados y los niveles sobre-presurizados de las rocas madres del nivel estructural intermedio, estarían confirmando una generación y migración actual remanente para la Sierra de Aguaragüe (Aramayo Flores, 1999).

Si bien no fue objeto de este trabajo realizar un análisis detallado de la generación y migración para cada tren estructural del área estudiada, se considera que estarían aquí los elementos y procesos esenciales para que se remodelen los trabajos publicados hasta la fecha respecto a la historia geológica de los hidrocarburos. Los modelos anteriores carecían de dataciones del Terciario y de cronología de la formación de las estructuras, como así también de sus movimientos tardíos fuera de secuencia. Estos nuevos datos aplicados a la historia final y evolución de los hidrocarburos ahora también pueden ser combinados con mejores historias de la ma-

teria orgánica, dada las contribuciones con los nuevos resultados para las edades del Devónico (Albariño et al, Dalenz et al este Congreso) y del Carbonífero (Viera y Hernández 2001).

El proyecto exploratorio “Desecho Chico” (tren estructural similar a Campo Margarita en Bolivia) fue originalmente descartado en su factibilidad por una profundidad del objetivo en bloque bajo (Fm. Huamampampa) a más de 6500m de profundidad. Esta profundidad se estimó sobre la base del espesor de Terciario existente en el flanco occidental del anticlinal (Río Iruya), las secciones sísmicas no aportaban información debido a las altas inclinaciones existentes en ambos flancos del anticlinal (65° a 90°). Luego de este estudio se ajustó la profundidad del objetivo entre 4500 y 5500m. Por otro lado se pudieron aplicar los nuevos conceptos a la historia de soterramiento y deformación y a nuevos modelados geoquímicos y así ajustar las predicciones del tipo de hidrocarburo esperado. Lamentablemente este proyecto no cerró en sus cálculos económicos por el área de trampa estimada y los valores de 10 dólares el barril de petróleo por lo cual no ha sido perforado aún.

CONCLUSIONES

La Faja Plegada y Sobrecorrida del Orógeno Andino de las Sierras Subandinas del Noroeste Argentino incluye:

- deformación de lámina delgada con vergencia oriental.
- dos niveles de despegue principales: uno basal o inferior en las pelitas silúricas y uno superior en las pelitas del Devónico medio o superior según la posición de cuenca involucrada en la deformación. Sin embargo, en el sector occidental de esta Provincia Geológica, donde el nivel estructural intermedio cambia de facies y/o se reduce por erosión pre-carbonífera, solamente se preserva el nivel de despegue basal. Como resultado de esto puede observarse una conducta mecánica uniforme de la columna estratigráfica completa en las Sierras de Cinco Picachos y El Pescado. Hacia el este el espesamiento de las pelitas Devónicas produce un desacople importante a nivel del Devónico medio o Superior diferenciándose 3 niveles estructurales con mecánica de deformación diferentes. La magnitud de este desacople depende de la latitud y longitud de la posición que se esté analizando y del grado de acortamiento en ese punto.
- Los momentos evolutivos del desarrollo de la faja plegada se preservan en las secciones este-oeste y localmente a lo largo del rumbo en sentido de sur a norte (por Ej. En la Sierra de Aguara-güe).
- Cada sección muestra que con un incremento en el grado de acortamiento se aumenta también el grado de crecimiento (“lift-off”) del nivel estructural intermedio.
- La geometría final en el nivel estructural inferior es de plegamiento por flexión de falla con anticlinales de amplias crestas, limbos frontales de alto ángulo y espaldas de buzamiento suave. Donde el nivel estructural intermedio de desacople existe, se desarrollan en el nivel estructural superior anticlinales con ambos flancos de alto ángulo y geometría de “pliegues en cajón”.
- Este estudio provee el mayor detalle de edades de la deformación existentes en toda la faja Subandina. Se reconocen dos episodios durante el desarrollo en secuencia iniciado en el oeste entre los 9 y 8.5 Ma y gradualmente propagado hacia el este, finalizando a 1.2 Ma con el levantamiento de la Sierra de Aguara-güe. El segundo momento de la deformación corresponde a un movimiento fuera de secuencia que se inicia a 4.5 Ma en el oeste, haciéndose más joven hacia el este. El movimiento fuera de secuencia comenzó con la reactivación de la Sierra de Pescado aproximadamente a los 4.5 Ma y migro hacia el este desde ese momento.
- La restricción en las edades sobre la actividad de los corrimientos ha permitido identificar períodos de movimientos simultáneos de láminas diferentes. El caso mejor documentado es el de los corrimientos de Pintascayo y la Sierra Baja de Orán, donde los diagramas de separación vertical producen la idea de simultaneidad en los movimientos entre 6.6-6.9 Ma y por lo menos hasta los 4.7 Ma. Probablemente ha habido movimientos simultáneos fuera de secuencia más jóvenes en la mayoría de las láminas luego de los 2 Ma.
- Finalmente se ha podido identificar dos modelos de velocidad de acortamiento basados en asumir duraciones máximas y mínimas de los corrimientos. El resultado fue un modelo con dos períodos discretos de acortamiento en el Mioceno tardío y en el Cuaternario, separados por un tiempo de relativa quietud durante el plioceno. Ambos modelos sugieren una velocidad de acortamiento entre 8 y 11 mm/año, una situación que coincide bien con los resultados de GPS medidos en el área.
- Este estudio ha demostrado cómo la restricción de las dataciones estratigráficas son de esencial importancia para la comprensión de la evolución de la faja plegada, tanto como para la evaluación del sistema

petrolero. Los estratos Cenozoicos han sido tradicionalmente ignorados durante la exploración en la faja Subandina porque los objetivos primarios son usualmente las secciones Devónicas. Sin embargo el Cenozoico es el lapso de tiempo que contiene el registro de la historia de los anticlinales cerrados para albergar hidrocarburos, tanto como el control de la historia termal de la roca madre, responsable de la migración, acumulación y la construcción del reservorio en profundidad.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al personal de la Comisión Geológica N° 6 de Yacimientos Petrolíferos Fiscales quienes diseñaron e iniciaron el proyecto con la toma de datos y análisis del área. Un especial agradecimiento a A. Di Salvo, a A. Schulz, L. Constantini, D. Starck. A Tecpetrol SA y a la UTE Aguaraquí que apoyó a partir de 1996 la continuidad de este proyecto y aportó la información sísmica; agradecemos al Lic. Mario Alarcón por su colaboración con las secciones sísmicas y a la ayuda del Geól. Alfonso Mosquera por su excelente apoyo en la definición de las Secuencias sísmicas de antepaís en las Sierras de San Antonio y Aguaraquí. Se agradece al Dr. B. Idelman por la valiosa contribución en las dataciones isotópica de las tobas

BIBLIOGRAFÍA CITADA

- Albariño L., Dalenz-Farjat A, Alvarez L. y Hernández R., 2002, ESTE CONGRESO. Modelo de Cuenca para el Devónico del Subandino – Chaco del Sur de Bolivia y Noroeste Argentino.
- Allmendinger R. W. and T. R. Zapata, 2000. The footwall ramp of the Subandean decollement, northernmost Argentina, from extended correlation of seismic reflection data. *Tectonophysics*, V. 321, p. 37-55
- Allmendinger R. W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of Trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, V. 17, p. 640-656.
- Aramayo Flores F., 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época, V. 17, p. 2-16.
- Aramayo Flores F., 1999. Estructura de las Sierras Subandinas del noroeste Argentino. In G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino*. V. I, p. 401-414.
- Baby, P., G. Herail, R. Salinas and T. Sempere, 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from section balancing: Example from de Foreland thrust system of the southern Bolivia Subandean zone. *Tectonics*, V. 11, p. 523-536.
- Belotti, H. J., L. L. Saccavino, G. A. Schachner, 1995. Structural styles and petroleum occurrence in the Subandean fold and thrust belt of northern Argentina. In: A.J. Tankard, R. Suarez Soruco and H. J. Welsink Eds.: *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62, p. 545-555.
- Bevis M., E. Kendrick, R. Smalley Jr., B. Brooks, R. Allmendinger, B. Isacks, in press. On the strength of interplate coupling and the rate of backarc convergence in the Central Andes: An analysis of the interseismic velocity field.
- Bilodeau W. L. and T. C. Blair, 1986. Tectonics and sedimentation: timing of tectonics events using sedimentary rocks and facies. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 18, p. 542.
- Bischke R. E., 1994. Interpreting sedimentary growth structures from well log and seismic data (with examples). *AAPG Bulletin*, V. 78 (6), p. 873-892.
- Cande S. C. and D. V. Kent, 1995. Revised calibration of the magnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, V. 100, p. 6093-6095.
- Coira B. and P. Caffè, 1999. Volcanismo Cenozoico de Puna norte. In G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino*, Salta, Argentina. V. I, p. 371-386.
- Coudert L., M. Frappa, C. Viguier and R. Arias, 1995. Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco basin of Bolivia. *Tectonophysics*, V. 243, p. 277-292.
- Disalvo A., Villar H., 1999. Los sistemas petroleros del área oriental de la Cuenca Paleozoica del noroeste, Argentina. *IV Congreso de Exp. y Desarrollo de Hidrocarburos*. TI, p.83-100.
- Dunn J.F., K.G. Hartshorn, and P.W. Hartshorn, 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the Sub-Andean thrust belt of southern Bolivia, in A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 523-453.
- Echavarría L., Allmendinger R., 2002. Diagramas de Separación vertical: una herramienta para reconocer estratos de crecimiento. *XV Congreso Geológico Argentino*. Santa Cruz Argentina. En Prensa.
- Fernández Seveso F., Vistalli M.C. y Viñes R. Correlación de reservorios en la cuenca Silúrica-Devónica del Chaco. *Boletín de Informaciones Petroleras*. Año XVII. N° 61. p.152-166. marzo 2000.
- Flemings P. B. and T. E. Jordan, 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithospheric rheology. *Geology*, V. 18, p. 430-435.
- Giraud R., R. Limachi, E. Requena and H. Guerra, 1999. Geología estructural de las regiones subandinas y de piedemonte entre los 18° y 22°30' Lat. Sur, Bolivia. Un nuevo modelo de deformación. *IV Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos* Acta. Mar del Plata, Argentina, V. I, p. 405-426.
- Gubbels T. L., B. L. Isacks, E. Farrar, 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes. *Geology*, V. 21, p. 695-698.
- Haq B. U., F.W.B. Eysinga, 1998: *Geological Time Table*. Fifth revised enlarged and update edition. Elsevier.
- Heller P. L., N. S. Winslow, C. Paola, 1986. Sedimentation and subsidence across a foreland basin: Observations and results from the Western Interior. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 18, p. 634.
- Hernández R. M., C. I. Galli, J. Reynolds, 1999. Estratigrafía del Terciario en el noroeste Argentino. In G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino*, Salta, Argentina. V. I, p. 316-328.

- Hernández R. M., J. Reynolds, A. Di Salvo, 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, V. 45, p. 80-93.
- Isaacson P. E. and E Díaz Martínez, 1995. Evidence for a middle-late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, central Andes. In: Tankard, Suarez y Welsink eds. Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62, p. 231-249.
- Johnson N. M., J. Stix, L. Tauxe, P. J. Severny, R. A. K. Tahirkheli, 1985. Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonic implications of the Siwalik deposits, near Chinji Village, Pakistan. Journal Geology, V. 93, p. 27-40.
- Johnson N.M., T. E. Jordan, P. A. Johnsson, C. W. Naeser, 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonics setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan province, Argentina. In P. Allen and P. Homewood eds. Foreland Basins. International Association Sedimentologists Special Publication 8, p. 63-75.
- Jordan T. E., 1995. Retroarc Foreland and related Basins. In C. J. Busby and R. V. Ingersoll eds. Tectonics of Sedimentary Basins: Blackwell Science, Cambridge, Massachusetts, p. 331-362.
- Jordan T. E. and R. N. Alonso, 1987. Cenozoic stratigraphy and basins tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° south latitude: AAPG Bulletin, V. 71, p. 49-74.
- Jordan T. E., P. B. Flemings, J. A. Beer, 1988. Dating of thrust-fault activity by use of foreland basin strata. In K. L. Kleinspehn and C. Paola eds, New perspectives in Basin Analysis: New York, Springer-Verlag, p. 307-330.
- Jordan T. E., R. W. Allmendinger, J. F. Damanti, R. E. Drake, 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30°-31°, Andes mountains. The journal of Geology, V. 101, p. 135-156.
- 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. X Congreso Latinoamericano de Geología Acta, Buenos Aires, Argentina. V II, p 88-93.
- Kley J. and C. R. Monaldi, 1999. Estructura de las Sierras Subandinas y del Sistema de Santa Bárbara. In G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina. V. I, p. 415-425.
- Kley J., J. Muller, S. Tawackoli, V. Jacobhsagen, E. Manutsoglu, 1997. Pre-Andean and Andean-Age deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia. Journal of South American Earth Science, V. 10 (1), p. 1-19.
- Leturmy P., J. L. Mugnier, P. Vinour, P. Baby, B. Colletta, E. Chabron, 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, V. 320, p. 45-67.
- Magoon L. B., W. G. Dow, 1994: The petroleum system. The petroleum system – from source to trap. AAPG Memoir 60.
- Marshall L., T. Sempere, M. Gayet, 1993. The Petaca (Late Oligocene- Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) Formations of the Subandean-Chaco Basin, Bolivia, and their tectonic significance. Documents Laboratoire Geologique Lyon, V. 125, p. 291-301.
- Medwedeff Donald A., 1989. Growth Fault-Bend Folding at Southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California. AAPG Bulletin, V. 73 (1), p. 54-67.
- Mingramm A., A. Russo, A. Pozzo, L. Cazau, 1979. Sierras Subandinas. In J.C.M. Turner ed., Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. V. 1, p. 95-138.
- Mombrú C., F. and Aramayo Flores, 1986: Geología del Yacimiento de Aguaragüe. Boletín de Informaciones Petrolera, Tercera Época, V. 6, p. 53-64.
- Moretti I., P. Baby, E. Méndez and D. Zubieta, 1996. Hydrocarbon Generation in relation to thrusting in the Sub-Andean zone from 18° to 22° S, Bolivia. Petroleum Geoscience, V. 2, p. 17-28.
- Mosquera A., 1999. Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales. IV Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos Acta, Mar del Plata, Argentina, p. 563-578.
- Ramos V. A. and R. N. Alonso, 1995. El mar Paranense en la provincia de Jujuy. Revista del Instituto de Geología y Minería, Jujuy, Argentina, V. 10, p. 73-82.
- Räsänen M. E., A. M. Linna, J. C. R. Santos, F. R. Negri, 1995. Late Miocene Tidal Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Science, V. 269, p. 386-390.
- Reynolds R. G. H. and G. D. Johnson, 1985. Rates of Neogene depositional and deformational processes, northwest Himalayan fore-deep margin, Pakistan. In N. J. Snelling ed. The chronology of the Geological Record. Geol. Soc. Mem. 10, Blackwell, p. 297-311.
- Russo A., 1975. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. Informe inédito YPF, Buenos Aires, Argentina.
- Schmitz M. and J. Kley, 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, V. 10 (1), p. 99-110.
- Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In: A. J. Tankard, R. Suarez and H. J. Welsink eds. Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62, p. 207-230.
- Sempere T., E. Aguilera, J. Doubinger, P. Janvier, J. Lobo, J. Oller, S. Wenz, 1992. La Formation de Vitiagua (Permien Moyen a superieur Trias? Inferieur, Bolivie du sud): stratigraphy, palynologie et paleontology. N. Jb. Geol. Palaont. Abh, V. 185 (2), p. 239-253.
- Sempere T., G. Erial, J. Oller, M. Bonhomme, 1990. Late Oligocene-Early Miocene mayor tectonics crisis and related basins in Bolivia. Geology, V. 18, p. 946-949.
- Starck D., 1995. Silurian-Jurassic stratigraphy and basin evolution of northwestern Argentina. In: A. J. Tankard, R. Suarez Soruco and H. J. Welsink Eds.: Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62, p. 251-268.
- Starck D. and Vergani G., 1996. Desarrollo Tecto-Sedimentario del Cenozoico en el sur de la Provincia de Salta. III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires - Argentina V 1, p433-452
- Starck D. and A. Schulz, 1996. La configuración estructural del límite entre Cordillera Oriental y Sierras Subandinas en el extremo norte de la Rep. Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, V. 52, p. 39-46.
- Starck D., E. Gallardo and A. Schulz, 1992. La Cuenca de Tarija: Estratigrafía de la porción argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, V. 30, p. 2-14.

- Starck D., Anzótegui L., 2001. The late Miocene climatic change-persistence of climatic signal through the orogenic stratigraphic record northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 763-774.
- Schultz, A., Santiago, M., Hernández, R., Galli, C.I., Alvarez, L., del Papa, C. 1999. Modelo estratigráfico del Carbonífero en el sector sur de la cuenca de Tarija. Cuarto Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas: II, P.695-712. Mar del Plata.
- Steidtmann J. R. and J. F. Schmitt, 1988. Provenance and dispersal of tectonics sediments in thin-skinned, thrust terrains. In K. L. Kleinspehn and C. Paola eds, *New perspectives in Basin Analysis*, Springer-Verlag, New York, p. 353-356.
- Suppe J., G. Chou and S. Hook, 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In K. R. Mc Clay ed.: *Thrusts Tectonics*. Chapman & Hall, London, United Kingdom, p. 105-121.
- Viera A. y Hernández R. 2001. Carboniferous stratigraphic analysis in the Subandean Foothills and The Chaco Plains of Tarija Basin. Bolivia. Annual Convention AAPG. Denver. USA
- Vistalli M. C., 1999. Cuenca Siluro Devónica. In G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte eds. *Geología del Noroeste Argentino*. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina. V. I, p. 168-184.
- Wiltschko D. V. and J. A. Dorr, 1983. Timing of deformation in overthrust belt and foreland of Idaho, Wyoming and Utah. *AAPG Bulletin*, V. 67, p. 1304-1322.
- Zehnder A. T. and R. W. Allmendinger, 2000. Velocity field for the Trishear model. *Journal of Structural Geology*, V. 22, p. 1009-1014.
- Zunino, 1944. La estructura de la Sierra de Aguaraquí desde el paralelo 22° hasta la estación de Cornejo Ballivian. Informe inédito YPF, Buenos Aires, Argentina.