

CUENCA SILURO-DEVONICA DEL SUR DE BOLIVIA Y DEL NOROESTE ARGENTINO: ALGUNAS INTERPRETACIONES

Alejandra Dalenz-Farjat*, Luis A. Alvarez*, Roberto M. Hernández* y Luis M. Albariño**

* XR s.r.l. Exploracionistas Regionales, Parque. General Belgrano Primera Etapa, Manzana N Casa 14, 4400 Salta. Argentina. Email: xexploracion@sinectis.com.ar

**Pluspetrol S.A. Lima 339, Bs. As. (1073), Argentina. Email: lalbarino@pluspetrol.com.ar

KEYWORDS: Silurian-Devonian Basin, Bolivian Southern Subandean, Northwestern Argentinian, Basin Model, Petroleum Systems.

Abstract: *Silurian-Devonian Basin of Southern Bolivia and Northwestern Argentina: some interpretations.*

Discussions about genetical tectonic model of Silurian-Devonian basin of bolivian southern subandean and northwestern Argentina are exposed in this paper. It is proposed an analysis of foreland basins and their theoretical conditions as deformation due to tectonical charge, migration of depocenter and deformation. Silurian-Devonian basin from Bolivia and northwestern Argentina is not considered as a foreland but as a backarc basin without deformation. Subsequently, characteristics of Silurian-Devonian platform are analyzed, following the stratigraphical model proposed for this part of the basin. Certain aspects in discussion tend to clarify and to call about topics not investigated yet. Special attention is given to source rocks, reservoirs and seals, representing essential elements of a petroleum system.

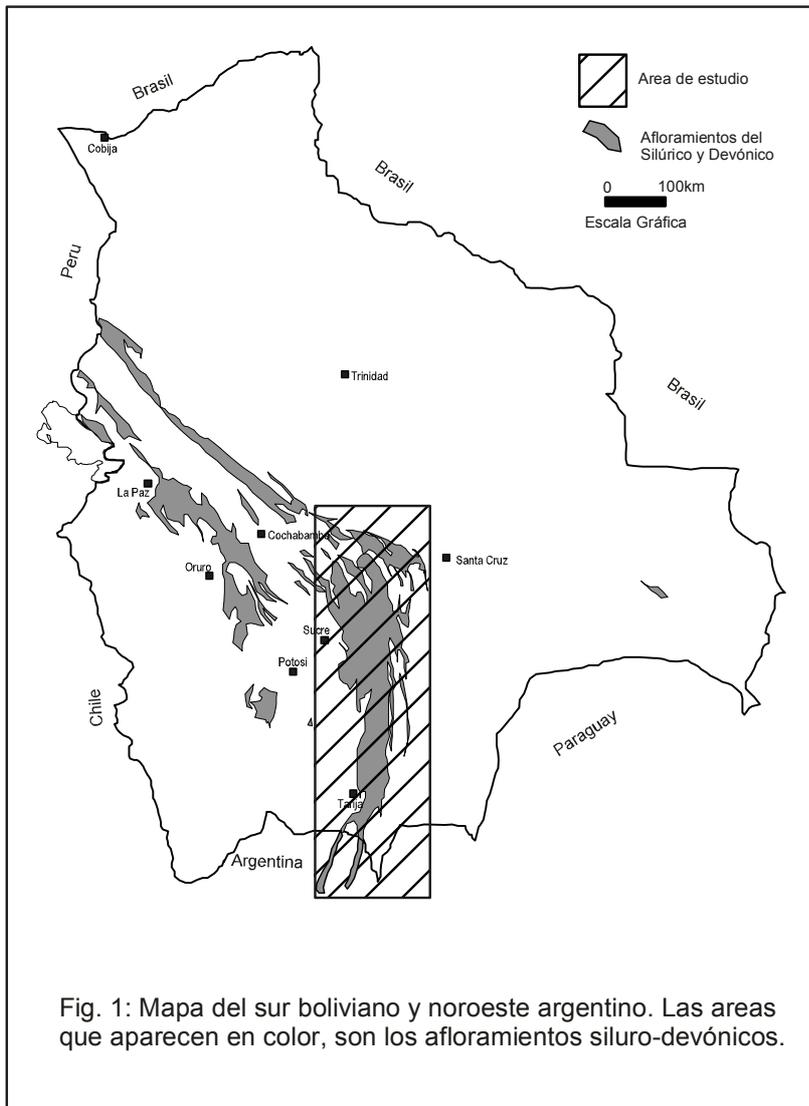
Introducción

En el Gondwana Occidental, en el sur boliviano y el noroeste argentino, entre el Ludlowiano (-424 ma) y el Frasniano (-367 ma) se depositaron alrededor de 3000 metros de rocas silicoclásticas marinas, durante 57 millones de años (Fig. 1 y Fig. 2 estratigrafía parcial). Los depósitos están en clara discordancia erosiva sobre sedimentitas marinas **ordovícicas a silúricas inferior y medio**. Este paquete sedimentario se emplazó en una cuenca que para algunos autores es de antepaís, mientras que para otros es un sag de margen pasivo. En el presente trabajo se analizan las diferentes interpretaciones sobre el tipo de cuenca que se ha dado al Siluro-Devónico de esta parte del Gondwana y posteriormente se exponen las características del relleno y los ambientes estudiados en esta cuenca en base a los datos nuevos generados y que se dan a conocer en Albariño *et al.* (este congreso). Finalmente se explican las condiciones del sistema petrolero que ofrece el estudio de esta cuenca. La arquitectura de las facies y sus disposiciones en el espacio y en el tiempo, se encuentran expuestas tanto en Albariño *et al.* (este congreso) como en Alvarez *et al.* (en revisión).

Tipo de cuenca, discusión. Marco Tectogenético

El tipo de cuenca siluro-devónica es aún materia de análisis, porque los modelos que se han planteado hasta ahora, no resuelven por sí solos las incógnitas que surgen a la hora de explicar todas las variables observadas en el campo y en secciones sísmicas.

La mayoría de los autores que han estudiado esta cuenca la definen como una cuenca de antepaís desde el Llandoveryano (Silúrico inferior) hasta el Fameniano (Devónico superior) Sempere (1995), Isaacson y Díaz Martínez (1995), Ramos (1988), Starck (1995) y Cristallini *et al.* (1997). El concepto central de una cuenca de antepaís implica que además de ser una cuenca emplazada en un margen orogénico activo, los sedimentos acumulados están involucrados en una deformación provocada por un hundimiento de la cuenca y el levantamiento de la misma en la evolución de fajas plegadas, canibalizando estos sedimentos previamente depositados (a partir de Leckie y Smith, 1992).



Sempere (*op. cit.*) considera que se desarrolla una cuenca de antepaís transresional desde el Wenlockiano hasta el Fameniano después de una subsidencia extensional para el área de Ulloma – Coipasa – Uyuni en el Altiplano boliviano, desde el Caradociano tardío hasta el Llandoveryano inferior. El principal argumento es la presencia de grandes espesores de secuencias en el Altiplano (oeste de la cuenca) y su acuñaamiento o ausencia hacia el noreste y este de la misma (Isaacson y Díaz Martínez, *op. cit.* y Sempere *op. cit.*). Además, se considera que la subsidencia es mayor hacia el oeste de la cuenca y mucho menor al este (Sempere, *op. cit.*) con posibles controles estructurales (Isaacson y Díaz Martínez, *op. cit.*). Para sustentar esta teoría se menciona la presencia de un arco magmático en la cuenca siluro-devónica, tanto al noroeste argentino como en el sur del Perú, con intrusiones graníticas desde el Ordovícico tardío al Devónico (Bahlburg 1990, Mukasa y Henry 1990, Rapela *et al.* 1992). Mukasa y Henry (*op. cit.*) datan dos eventos para el emplazamiento del batolito de San Nicolás, en el sur del Perú de -425 ma o Wenlockiano superior a Ludlowiano y -394 a –

388 ma o Pragiano – Emsiano.

Rapela *et al.* (*op. cit.*) explican que si bien el batolito de San Nicolás se encuentra relacionado al evento magmático que caracteriza el Ciclo Famatiniano con granitos calcoalcalinos asociados con arcos volcánicos, las relaciones mineralógicas de este batolito emplazado sobre el cratón de Arequipa, “favorecen una signatura post-colisional antes que de arco volcánico”. Es decir, que estaría enmarcado dentro de los efectos post-colisionales de Laurentia durante el Ordovícico superior al oeste del cratón de Arequipa. Dicha colisión es asimilada por estos autores a la fase tectónica oclóyica que tiene efectos muy aislados y puntuales pero prolongados en el tiempo, hasta el Devónico inferior, como sería el caso del batolito de San Nicolás. Por lo anterior, no parece totalmente probado un arco volcánico de edad silúrica terminal a devónica.

Por otro lado, un punto de discusión parece ser la definición de las áreas de aporte para las series espesas del Altiplano en el oeste de la cuenca. Según Isaacson y Díaz Martínez (*op. cit.*) serían del oeste, atribuibles al cratón de Arequipa. Para Sempere (*op. cit.*), admite que hubieron movimientos tectónicos más complejos pues las paleocorrientes provienen del este. Una posible explicación si se tratara de una cuenca de antepaís, es que se esté analizando un elemento positivo o zona elevada (*bulge*) emergido, ubicado entre este depocentro y el sector subandino boliviano-argentino, considerado este último como un depocentro independiente (*back-bulge*?). Sólo la medida de paleocorrientes no es elemento suficiente para determinar el marco tectónico de las sedimentitas del Altiplano y menos aun la posible relación entre ambos depocentros.

En cuanto a las pruebas de un posible tectonismo finidevónico (o tectónica eohercínica en la bibliografía boliviana), Sempere (*op. cit.*) indica que muchas de las pruebas de la tectónica hercínica compresiva observadas en el sur de Perú por Dalmayrac y Laubacher se atribuyen hoy a deformaciones triásicas. Sin embargo, admite que hubieron levantamientos locales entre el Devónico superior y el Mississipiano (Carbonífero inferior). Este levantamiento está relacionado según Sempere, a un movimiento dextral de la falla o “corredor paleoestructural” de Khenayani – Turuchipa, ubicado en el suroeste de Bolivia (Fig. 3). No reconoce ningún movimiento tectónico intra siluro-devónico.

Sobre esta fase tectónica finidevónica, Rapela *et al.* (*op. cit.*) relacionan la presencia de un granito atípico, en la Sierra de Paimán (sistema de Famatina, Argentina), a un “evento anatéctico regional” ocurrido entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior. Por lo anterior, estos autores mencionan una nueva colisión continente-continente con la acreción de Chilenia al sur del cratón de Arequipa, denominada “colisión chánica”.

Para Starck (1995), que también establece un modelo de cuenca de antepaís, encuentra una manifestación tectónica pre-carbonífera en Pluma Verde (noroeste argentino) y la atribuye a la misma fase tectónica chánica mencionada por Rapela *et al.* (*op. cit.*), (Starck *et al.* 1993). Dada la cercanía de Pluma Verde al ámbito del “corredor paleoestructural” de Khenayani – Turuchipa, más que al área circundante a la colisión de la Chilenia, pensamos que podría atribuirse al levantamiento tectónico, como lo sugiere Sempere (*op. cit.* p.218). Es posible que tanto el movimiento de la falla de Khenayani como los efectos de la colisión de la Chilenia, deban ser entendidos como parte de un movimiento compresivo regional mayor, debido a la colisión continente-continente y que tuvo efectos distintos a lo largo del margen occidental del Gondwana acrecionado. De esta manera, son numerosas las pruebas de tectonismo en el Devónico terminal y Carbonífero inferior en el oeste y norte de la cuenca en Bolivia y sur del Perú, como ser en el Lago Titicaca (Díaz Martínez, 1994 e Isaacson y Díaz Martínez *op. cit.*).

Estas pruebas, como las observadas por Starck (*op. cit.*) en Pluma Verde o las del Lago Titicaca (Díaz Martínez, *op. cit.*, e Isaacson y Díaz Martínez *op. cit.*), de una tectónica compresiva deben ser ubicadas en el tiempo como posteriores a la depositación de las sedimentitas siluro-devónicas. La edad de esta deformación fue calculada en la Cordillera Oriental sur de Bolivia entre -374 a -317 millones de años, es decir entre el Fameniano y el Pennsylvaniano inferior (Tawackoli *et al.* 1996 in Suárez Soruco 2000).

Uno de los argumentos en favor de un antepaís propuesto por algunos autores, es la existencia de una “laguna estratigráfica” hacia el oeste y sur de la cuenca y el progresivo desplazamiento de la parte más subsidente de la misma (*foredeep*) y de los depocentros hacia el este y norte, relacionándolos con la propagación del frente de deformación del antepaís hacia el este y noreste de la cuenca (Díaz Martínez *et al.* 1996). Estos autores incluyen a sedimentitas depositadas desde el Silúrico inferior hasta el Devónico superior.

Aunque el presente trabajo abarca solamente un sector de la cuenca (Fig. 1) debería observarse dicho desplazamiento del depocentro con la formación de discordancias y el rejuvenecimiento de las secuencias en el sentido de la migración del *foredeep*, entre el Ludlowiano y el Frasniano. Estas observaciones no se producen al analizar el modelo de facies y de líneas tiempo, del sur hacia el norte de la cuenca (desde Abra de

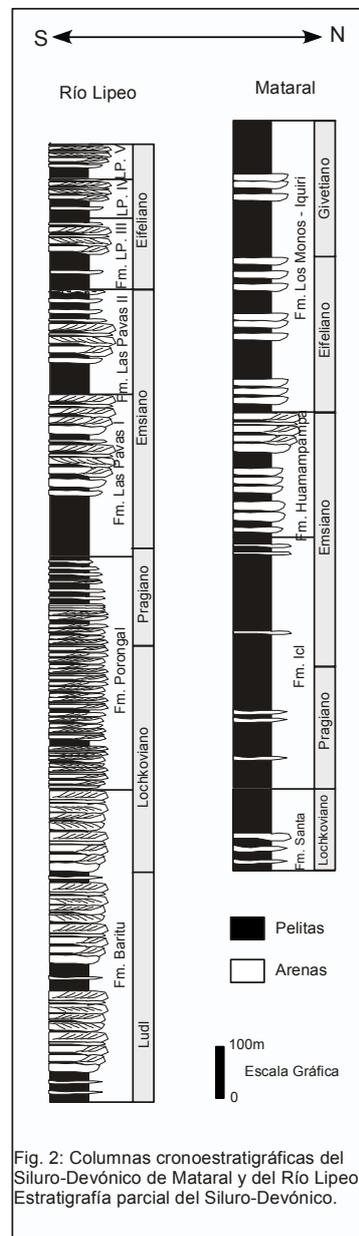


Fig. 2: Columnas cronoestratigráficas del Siluro-Devónico de Mataral y del Río Lipeo. Estratigrafía parcial del Siluro-Devónico.

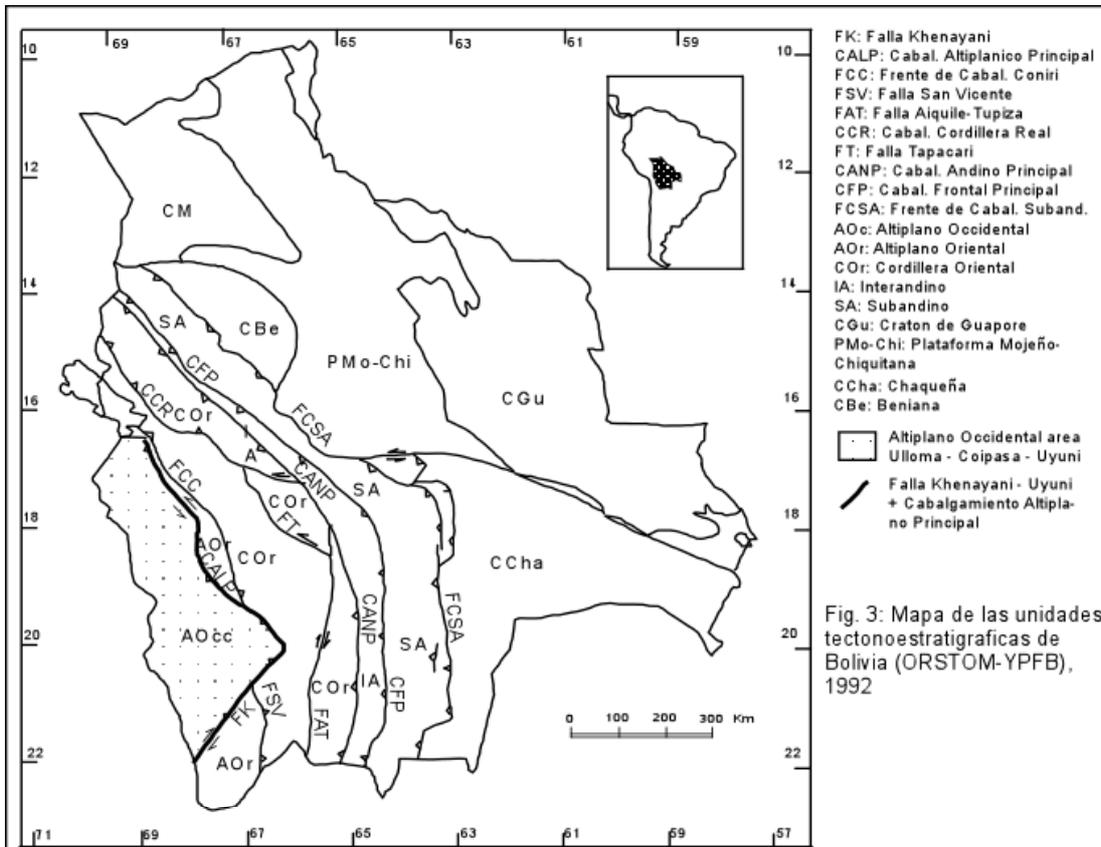


Fig. 3: Mapa de las unidades tectonoestratigráficas de Bolivia (ORSTOM-YFPB), 1992

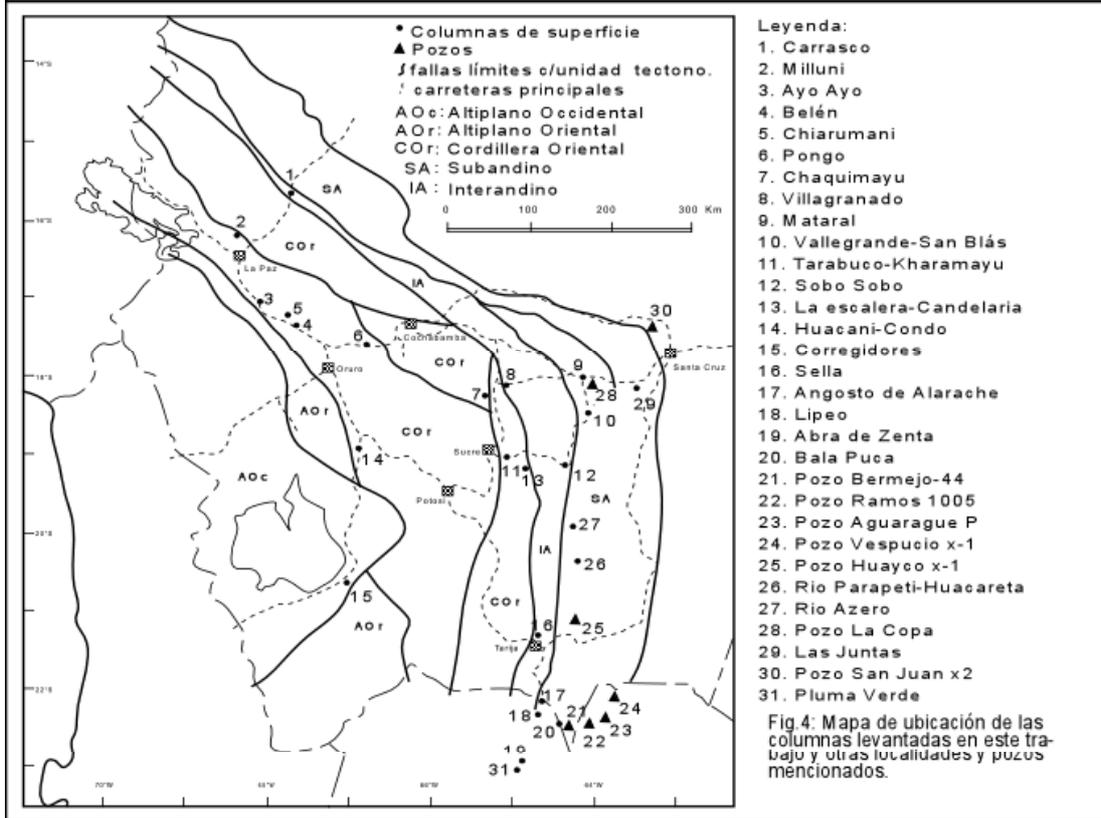


Fig. 4: Mapa de ubicación de las columnas levantadas en este trabajo y otras localidades y pozos mencionados.

Zenta en el noroeste argentino hasta Villagranado en el centro de Bolivia), ni en la componente oeste – este (desde Sella hasta la llanura chaqueña, observaciones sísmicas: Tankard *et al.* 1995; Mosquera 1999; Fernandez Seveso *et al.* 2000 y Albariño *et al.* este congreso).

Con respecto a las “lagunas estratigráficas” (Díaz Martínez *et al. op cit.*), consideradas características de una cuenca de antepaís, existen los depósitos devónicos del sur de La Paz (Belén, Ayo Ayo, Sica Sica, etc.) que no están canibalizados por el supuesto frente de deformación ni el Silúrico inferior de Llallagua y aledaños, donde los espesores de las secuencias son muy potentes. De tratarse de una cuenca de antepaís, se debería observar al oeste de la cuenca una faja plegada siluro-devónica, que no existe.

El considerar mayor espesor al oeste y menor al este, en facies proximales al oeste, no sería necesariamente una característica de una cuenca de antepaís. Un hemigraben presentaría exactamente el mismo comportamiento. Con respecto a una asimetría del relleno sedimentario o facies, mencionada por Donato *et al.* (inédito, 1990), Starck *et al.* (inédito, 1992) y Starck (1995) sobre una espesa columna del Siluro-Devónico en el Río Lipeo con respecto a Abra de Zenta, se considera en Albariño *et al.* (este congreso) que ambas representan un área de borde o muy cercano al borde de la cuenca, con superficies de *by pass* de sedimentos y desarrollos de ríos, durante la mayor parte de los 57 millones de años. Por lo tanto representan una disminución del relleno hacia el borde sur occidental de la cuenca.

Por otro lado, Díaz Martínez *et al.* (*op. cit.*) argumentan que la presencia de depósitos de flujos de gravedad en las secuencias siluro-devónicas de Tarabuco, Sella, Alarache y localidades del ámbito altiplánico como Corregidores, evidencian un ambiente tectónicamente inestable durante el desarrollo de toda la cuenca (Fig. 4). Estos fenómenos no son exclusivos de cuencas de antepaís. Es posible que se tengan flujos de gravedad en varios puntos de una cuenca, sin que por ello se deba inducir la presencia de un frente de deformación sinsedimentario.

Posiblemente se deban a eventos gravitatorios producidos por cambios eustáticos y/o climáticos (en épocas de tormenta), que provocaron el corrimiento del tren de facies cuenca adentro, causando remoción y movimientos de material por flujos sinsedimentarios. Tampoco se puede descartar que el movimiento de viejas megasuturas hubieran influenciado localmente o regionalmente puntos en la cuenca, como el lineamiento de Khenayani o bien parte de las viejas suturas en el trazo actual de la falla Cordillera Real – Aiquile – Tupiza (*sensu* Suárez Soruco *et al.* 1999).

En cambio, se toma como ejemplo el estudio de la cuenca de antepaís de vergencia *oeste* que se genera en la Precordillera argentina, contemporánea a esta cuenca, como consecuencia de la acreción tanto del terreno de la Precordillera durante el Ordovícico como de la Chilenia en tiempos del Devónico (Astini *et al.* 1995, Astini 1996, Astini *et al.* 1996). En la Precordillera se origina una cuenca de antepaís (fase I de Astini *et al.* 1996) en el Hirnantiano (Ordovícico Superior) a Silúrico inferior. A partir de ese límite de tiempo se prueba una clara afinidad gondwánica de la precordillera (faunas de las formaciones Salar del Rincón y La Chilca, Benedetto y Sanchez 1990). Esta cuenca de antepaís tendría una vergencia “anti-andina” limitada al este por el “Sistema de Famatina” y “Pampeanas occidentales” (Sierra de Pie de Palo) con registro hasta el Devónico medio (Formación Punta Negra), fase II de Astini *et al. (op cit.)*.

El afloramiento de Salar del Rincón (Provincia de Salta, Argentina) sería un relicto de esta cuenca de antepaís en medio de la Puna. Esta cuenca de antepaís se habría desarrollado al oeste del arco o Sistema de Famatina. Las pruebas de una tectónica intra siluro-devónica mencionadas en la Precordillera se deben enmarcar en esta cuenca de antepaís largamente documentada. Por lo tanto, convendría desvincularla de la cuenca siluro-devónica boliviana y norargentina porque los procesos que la generaron parecen ser locales (ver Astini 1996) y vinculados al terreno acrecionado de “Chilenia”.

Aplicando el principio del actualismo al supuesto antepaís devónico, se consideran las condiciones físicas que implica un modelo teórico para la formación de una cuenca de antepaís y se comparan las condiciones devónicas con una cuenca de antepaís que se está desarrollando actualmente en el subandino sur boliviano y norte argentino, como resultado de la tectónica andina. Es decir, en los flancos actuales de las serranías plegadas por la tectónica andina, deberíamos encontrar al menos relictos de esa faja plegada del siluro-devónico.

Para que se produzca deformación por carga, varios factores tienen que cumplirse. Inicialmente, a mayor rigidez flexural de la corteza, la deformación que se produce es menos profunda, con una mayor longitud de

onda que puede variar entre 300 km o más (a partir de Jordan 1990 y 1992). Estas condiciones son válidas para un espesor elástico de la corteza variable de 20 a 60 km de profundidad (según Jordan *op. cit.*) y para los Andes centrales de Bolivia con espesores que varían de 5 a 85 km desde el oeste al este (según Stewart y Watts 1997). Con esta corteza rígida, puede tenerse deformación por carga involucrando alrededor de 50 a 85 km de espesor de corteza y generando una deformación compensada con el *bulge* a una distancia de por lo menos 300 km al este.

Si se toma en cuenta la cuenca de antepaís miocena a reciente que se está desarrollando en el subandino boliviano y noroeste argentino, se puede afirmar que se ha definido una faja plegada y corrida durante los últimos 23 millones de años, en una corteza con las mismas características de rigidez flexural que se habrían conservado desde el Paleozoico (Stewart y Watts 1997), con una longitud de onda de al menos 300 km que considera la teoría. Volviendo ahora a la cuenca siluro-devónica de 57 millones de años de duración, con una extensión de por lo menos 600 km en sentido oeste-suroeste y este-noreste (reconstruyendo los acortamientos andinos), debería esperarse el desarrollo de una faja plegada por lo menos igual a la andina terciaria, en un tiempo tres veces *mayor* que el transcurrido para la faja subandina. Las dimensiones tanto en espacio como en tiempo de una posible cuenca de antepaís siluro-devónica son tres veces la actual cuenca terciaria en tiempo y cinco veces en extensión (en el sentido de la vergencia tectónica). Hasta el momento no existe una respuesta clara, ya que no se observan afloramientos del Silúrico y Devónico, ni en la puna ni en el subandino, con evidencias de una tectónica de plegamientos durante este periodo de tiempo.

Por otro lado, la secuencia estratigráfica siluro-devónica no muestra una progradación de depósitos continentales hacia el interior de la cuenca como debería esperarse en una cuenca de antepaís típica. En la cuenca siluro-devónica se observan ciclos mayores con periodos de contracción (progradación) y periodos de expansión (máximas inundaciones) que duran alrededor de 15 millones de años.

Si se admite que es posible una corteza rígida con un hundimiento pequeño y una longitud de onda por flexión cortical de unos 600 km, el relleno de la cuenca está indicando una sedimentación sin deformación tectónica contemporánea. Tampoco se observa un rejuvenecimiento de las secuencias en la dirección del interior de la cuenca.

Se recuerda que las observaciones geológicas sobre esta cuenca se encontrarían en los primeros 150 km, (desde el oeste) en sentido ecuatorial, es decir en el tramo con mayor deformación de tratarse de una cuenca de antepaís. Estas evidencias no pueden haber quedado preservadas aún como relictos. Es decir, mecánicamente resulta poco demostrable que se hubiera desarrollado una cuenca de antepaís sin una faja plegada durante los 57 ma con una longitud de onda de cerca de 600 km.

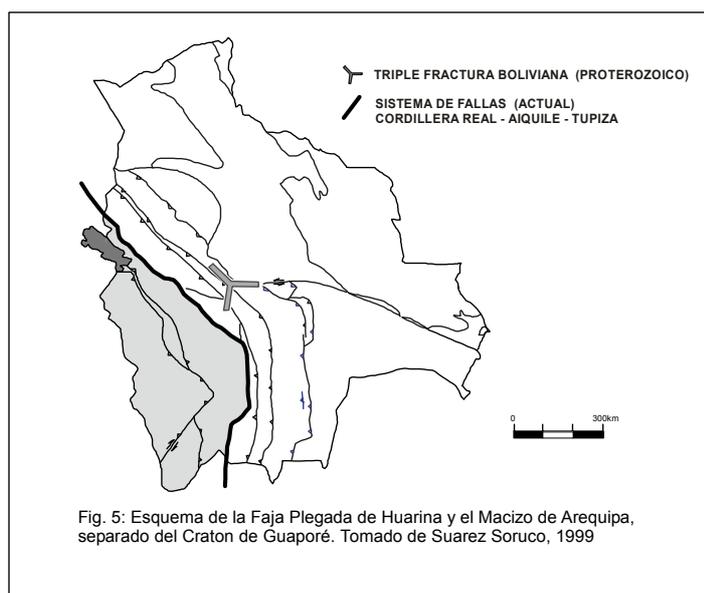
Se hacen notar dos elementos clave: 1) a lo largo del tiempo, la subducción de la placa del Pacífico, no siempre implica compresión en el continente y por lo tanto desarrollo de una cuenca de antepaís al estilo andino. Rossling (2000) indica que recién en la apertura del Atlántico sur y cuando se produce el movimiento hacia el oeste de la placa sudamericana se genera una tectónica predominantemente compresiva en el borde del Pacífico, por lo tanto, a partir del Mesozoico. 2) el segundo elemento es que sin referirse a las fases de relajación que conlleva la deformación andina, se puede interpretar distensión durante las fases de *mayor* compresión de la placa en el sur de sudamérica (Jordan *et al.* 2001).

Por lo tanto, hasta el momento, los argumentos a favor del emplazamiento de una cuenca de antepaís para el siluro-devónico del sur de Bolivia y noroeste argentino no parecen coincidir con las observaciones de campo.

Una interpretación geodinámica similar a la definida por varios autores para la cuenca siluro-devónica, es la propuesta por Bahlburg (*op. cit.*) para la cuenca ordovícica de la Puna. En este caso el modelo de antepaís (cierto o no) es compatible con el emplazamiento del arco magmático, con las secuencias sedimentarias y con el plegamiento ordovícico que acompañó a la depositación. En cambio en la cuenca ludlowiana-frasniana no se observan dichas características.

Retomando la nomenclatura de Suárez Soruco (1999) con la que define el dominio tectono-estratigráfico de la faja andina – subandina sur en tiempos del Silúrico – Devónico, se la desvincula de la faja plegada de Huarina, donde se encuentran los depósitos de mayores espesores. Estos depósitos presentan paleocorrientes hacia el oeste, por lo tanto, habría que pensar que esta porción oeste de la cuenca ha podido estar sometida a un levantamiento de un posible arco magmático o elemento positivo, emplazado a lo largo del límite oriental de esta faja, previo a la sedimentación ludlowiana-frasniana (Fig. 5).

Además, este límite oriental de la Faja de Huarina en Bolivia, coincide con el límite de un terreno alóctono que habría terminado de acrecionarse mediante una colisión entre el continente de Laurentia y de Gondwana, hacia finales del Ordovícico, con un largo terreno denominado Occidentalia (Dalla Salda *et al.* 1993). Estos autores mencionan un modelo de colisión continente – continente hasta el final del Ordovícico con los últimos movimientos tectónicos. Así mismo, mencionan la formación de una faja orogénica Famatínica – Apalachiana a los 460 ma. Este episodio habría producido nueva corteza por metamorfismo y granitización. Los autores atribuyen a este evento el emplazamiento de plutones granitoides durante el Ordovícico hasta el Devónico sugiriendo un levantamiento colisional. Este último evento produjo cuencas sedimentarias epi y peri – orogénicas, sin a post-colisión (Dalla Salda *et al. op. cit.*).



El sector norte de la cuenca, que no es analizado en este trabajo, se encontraría dentro de las cuencas post-colisión, probablemente epi a peri-orogénicas, afectadas por lo menos en su fracción norte, por un evento magmático como el batolito de San Nicolás. Dalla Salda *et al. (op. cit.)*, nos recuerdan que se habría dado el nacimiento del océano Pacífico recién al finalizar el Devónico.

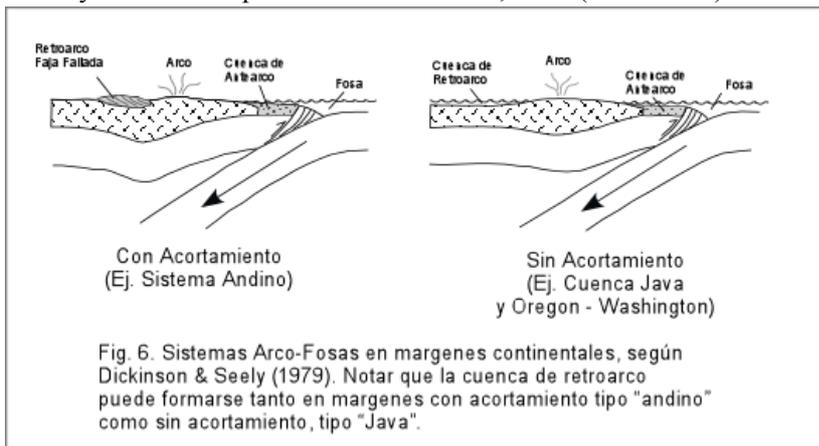
Otra de las interpretaciones que se han publicado sobre el mecanismo cuencial del siluro-devónico norargentino y sur boliviano es la de una cuenca de sag con subsidencia termal regional, emplazada en un cratón, con un margen continental pasivo (Fernández Seveso *et al.* 2000) desarrollada desde el Silúrico medio. Las observaciones de

Fernández Seveso *et al. (op. cit.)* están apoyadas con numerosas interpretaciones sísmicas en casi toda la cuenca, donde estos autores no observaron geometrías de antepaís ni de fajas plegadas previas a la andina. Sin embargo, hay que considerar que la corteza sudamericana parece ser muy rígida y de gran espesor (Stewart y Watts *op. cit.*) como para permitir un adelgazamiento cortical que generaría una subsidencia termal. Solamente podría considerarse un adelgazamiento cortical al oeste del continente, donde el grosor de la corteza es mucho menor como efecto de la subducción de la placa, con un espesor de hasta 5 km en Bolivia y 20 km en el noroeste argentino, para luego engrosarse hasta 85 km al este en Bolivia y 50 km al este en el noroeste argentino (Stewart y Watts *op. cit.*).

Por otro lado, Gohrbandt (1992) menciona que durante la depositación del Ciclo Cordillerano (Silúrico y Devónico), la placa Pacífica no subductó y mas bien creó un margen divergente, con la consiguiente formación de una protocordillera, emplazada al oeste de la cuenca. Este autor precisa que de manera contemporánea, mientras había un margen divergente a la latitud de Bolivia y Perú se estaba acrecionando la Chilenia contra la Precordillera de San Juan.

En coincidencia con Gohrbandt, *op. cit.*, para Bahlburg y Hervé (1997) desde el final del Silúrico hasta el inicio del Carbonífero no se ha documentado subducción en esta parte del margen Proto-Andino. Aunque una subducción con un ángulo suave puede explicar la ausencia de magmatismo durante este lapso de tiempo, dichos autores consideran improbable observar una fuerte deformación conectada a este escenario. El margen central Chileno actual es un buen ejemplo bien estudiado de un evento moderno de subducción de bajo ángulo que ha causado elevación de cadenas montañosas de 7 Km de altura por apilamiento tectónico de varias láminas de piel delgada (Mpodozis y Ramos 1990). Esta situación no es comparable a la actividad tectónica documentada en rocas del Paleozoico medio del noreste de Chile y noroeste de Argentina. En consecuencia, con la ausencia de eventos magmáticos y metamórficos, el modelo depositacional de las unidades clásticas y la evolución de la subsidencia del margen, hacen como que en esta región se ha desarrollado un escenario de margen pasivo durante el tiempo Devónico a Carbonífero temprano.

Las consideraciones anteriormente expuestas, nos conducen a más de un modelo posible. De probarse la presencia y el desarrollo de un arco magmático (póstumo) pre siluro-devónico, esta cuenca podría ser considerada como una cuenca "post colisión" de **retroarco sin deformación** (Fig. 6), según el modelo de Dickinson y Seely (1979), interpretado para las cuencas de Java y Oregon – Washington. Este modelo tectónico presenta un marco adecuado para el desarrollo de las sedimentitas ludlowianas – frasnianas en este sector de la cuenca. Una síntesis del modelo estratigráfico se expone en el próximo acápite y un estudio de facies y biofacies es presentado en Alvarez, *et al.* (en revisión).



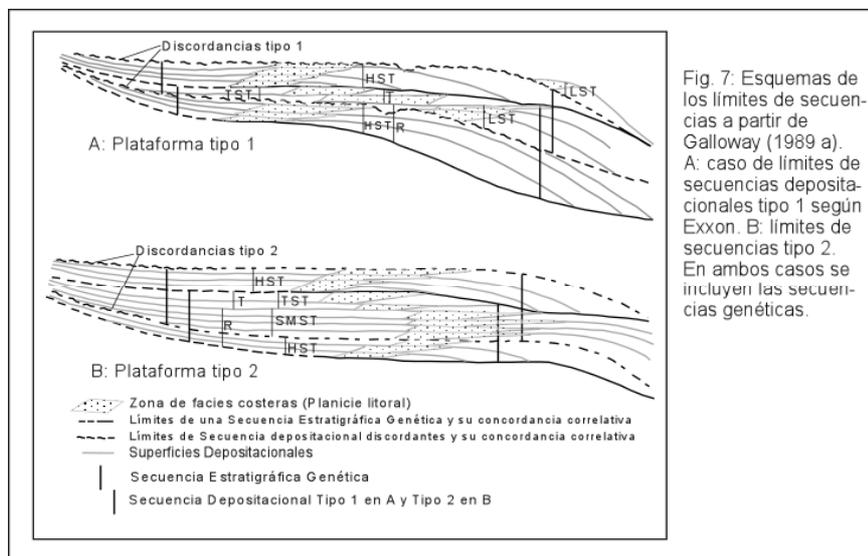
Una cuenca de retroarco sin deformación es la considerada por varios autores, en la cuenca neuquina entre el Jurásico medio y el Cretácico inferior, con subsidencia térmica asimétrica y eventualmente controlada por mega fallas (como la Dorsal de Huincul o el Dorso de los Chihuidos), emplazada en un borde de continente no pasivo, con un arco magmático mucho más activo y desarrollado que el mencionado en la cuenca siluro-devónica, y no por

ello considerada como una cuenca de antepaís (Uliana *et al.* 1999). Es posible en el caso de la cuenca siluro-devónica que donde la corteza es menos gruesa es decir desde 5 km de espesor, al oeste del continente, pueda producirse una subsidencia térmica que resulta en una cuenca asimétrica, con mayor subsidencia al oeste y menor hacia el este por el excesivo espesor y rigidez de la corteza (a partir de Stewart y Watts *op. cit.*)

Otra posibilidad, siguiendo la propuesta de Bahlburg y Hervé (*op. cit.*), es pensar en un relieve (post colisión)

previo al Silúrico superior con desarrollo de un elemento positivo intracuenal (con un alcance aún incierto), cuya evolución subsidencia – sedimentación se interpretaría en el marco de una cuenca de margen pasivo.

Se considera que al oeste, es decir en la actual faja plegada de Huarina, las secuencias silúricas y devónicas se engrosan (es necesario que se definan secuencias y líneas tiempo para identificar fenómenos regionales y locales de sedimentación). Además habría que determinar si estas



secuencias están controladas por fallas y suturas o bien no, como lo hemos probado en el sur de la cuenca (Albariño, *et al. op. cit.*, y Alvarez *et al.*, en revisión). Posiblemente, estudiar esta parte de la cuenca, permita definir su tipo, que es hasta ahora algo confuso. También es importante aclarar que los espesores desarrollados en el Altiplano centro y sur de Bolivia, corresponden a secuencias desde ashgilianas hasta wenlockianas y tal vez ludlowianas, es decir, son secuencias desarrolladas previamente a la cuenca **ludlowiana a frasniana** analizada en este trabajo. Por otro lado, los grandes espesores de secuencias desarrolladas en el sur de La Paz, son de edad lochkoviana a frasniana, es decir que sí son contemporáneas

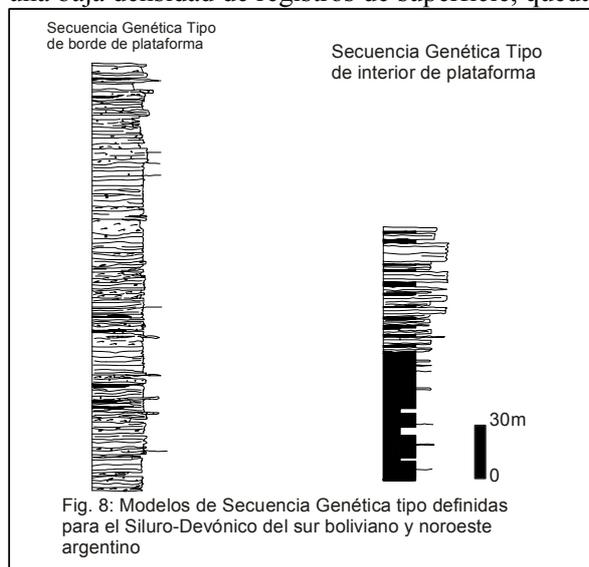
con la cuenca de estudio. Por lo tanto, lo primero que debe analizarse es la relación de este Devónico del sur de La Paz con el resto de la cuenca devónica, tanto del centro y sur de Bolivia, como del noroeste argentino como así también con la precordillera argentina. Después, es necesario analizar que relación existe entre la cuenca pre-ludlowiana con la post-ludlowiana en la faja de Huarina. Así se podrá comprender si hubo una “desvinculación física” (parcial o total) o no de la cuenca comparando los afloramientos siluro-devónicos del sur de La Paz y los relictos de Corregidores, con los afloramientos contemporáneos de la cuenca Subandina-Chaqueña. Al observar el Mapa Geológico de Bolivia (YPFB y SERGEOMIN, 1996) en la faja oriental de Huarina y Cordillera Oriental, se han reconocido afloramientos cretácicos e inclusive algunos relictos pérmicos (?) apoyados sobre sedimentitas de edad Ordovícico, Silúrico superior e inclusive sobre pequeños afloramientos devónicos (cerca de Sucre). Esto hace suponer que, al menos en la región mencionada existió una fuerte etapa erosiva entre el Devónico superior y Carbonífero, coincidente con la orogénia Chánica. Habría que definir si la relación de discordancia entre el Paleozoico inferior a medio y el Paleozoico superior - Cretácico presenta disarmonía estructural para determinar si la orogenia post-devónica tuvo un efecto plegante, previo a la orogenia Andina, o si produjo levantamientos tectónicos locales (up-lift) entre el Devónico superior y el Mississippiano como lo sostiene Sempere (*op. cit.*).

Relleno de la cuenca: Conceptos Estratigráficos Aplicados a la Cuenca Siluro - Devónica

Caracterización de los depósitos sedimentarios ludlowianos a frasnianos en la porción sur de la cuenca (sur de Bolivia y noroeste Argentino)

Como se expuso en el acápite anterior, el modelo de cuenca en este margen occidental del Gondwana, no está completamente resuelto. Vamos a analizar las características más interesantes del relleno de esta cuenca. El detalle de las facies, biofacies, líneas-tiempo, ambientes y secuencias sísmicas de esta cuenca fueron expuestos en Alvarez *et al.* (en revisión) y en Albariño *et al.* (este congreso). En esta parte del presente trabajo, se exponen las particularidades de este relleno y su consecuencia directa en el tipo de reservorio y roca madre que se tiene dentro del sistema petrolero estudiado.

Las observaciones que se exponen a continuación, fueron realizadas en una cuenca muy extendida pero con una baja densidad de registros de superficie, quedando un alto porcentaje de cuenca cubierta en los sinclinales



y en los bloques bajos producidos por los corrimientos del subandino, incluido el sector de cuenca ubicado en el subsuelo de la llanura chaqueña, que sólo ha sido investigada parcialmente mediante estudios geofísicos (Figs. 1, 3 y 4).

La sucesión estratigráfica siluro-devónica está caracterizada por al menos 3 ciclos regresivos y transgresivos ludlowianos a pridolianos y 19 ciclos regresivos y transgresivos devónicos pre-famenianos de clara identificación. Se analizaron 10 columnas estratigráficas de superficie y seis pozos distribuidos en el noroeste argentino desde Abra de Zenta al pozo Vespucio x-1 y en el sur de Bolivia, desde Alarache hasta Villagranado en sentido sur a norte y oeste - este hasta Las Juntas, al oeste de Santa Cruz de la Sierra (Fig. 4 y Albariño *et al.* este congreso, y Alvarez *et al.* en revisión). Cada secuencia está constituida por un episodio regresivo progradante y en algunos casos

agradante y en el techo se distingue un episodio transgresivo retrogradante (Fig. 8). Como no se encuentran elementos para identificar las discontinuidades de tipo 1 y 2 definidas por Vail *et al.* (1987), en cambio se reconocieron claramente los episodios transgresivos y regresivos como elementos de diagnosis para definir ciclos eustáticos, se ha interpretado la ciclicidad siguiendo los conceptos de **Secuencia Estratigráfica Genética** propuestos por Galloway (1989 a). Es decir, que la totalidad de secuencias definidas en la porción de la cuenca estudiada, fueron definidas por una superficie que representa el hiato depositacional que ocurre a lo largo de la plataforma transgredida, durante el máxima inundación (Fig. 8). Es posible que mientras la

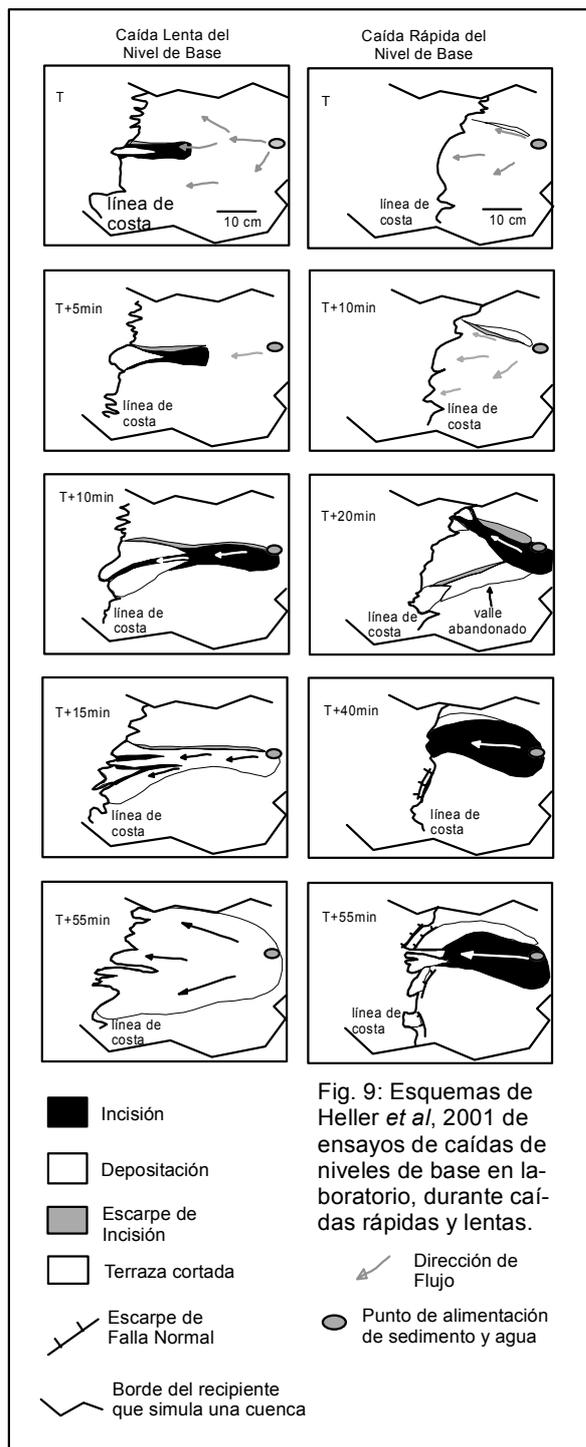


Fig. 9: Esquemas de Heller *et al*, 2001 de ensayos de caídas de niveles de base en laboratorio, durante caídas rápidas y lentas.

superficie de la máxima inundación aparezca definida en el borde de cuenca como el límite entre las arenas y limolitas del transgresivo y las pelitas del episodio regresivo suprayacente (como es el caso del ejemplo de la Fig. 8 en Alarache), en interior de cuenca, se encuentre entre las pelitas del cortejo transgresivo y las pelitas del cortejo de nivel alto (como en el perfil de Sobo Sobo en el ejemplo) haciendo *downlap* cuenca adentro (Fig. 7).

Por otro lado, se hace notar que el espesor de cada episodio regresivo es considerable, mientras que el transgresivo presenta menor desarrollo y representa un mínimo periodo de tiempo con relación al anterior (Fig. 8). Un ejemplo de cuenca que presenta ciclos regresivos-transgresivos repetitivos y cuyas secuencias estratigráficas están definidas por superficies de máxima inundación, es la cuenca cenozoica del Golfo de México, afectada en una primera etapa por tectónica, y en una última etapa controlada por las variaciones eustáticas (Galloway 1989 b). Se hace notar que la cuenca del Golfo de México tiene subsidencia variable, controlada tectónicamente y culmina con una subsidencia constante, permitiendo la identificación de las superficies genéticas como herramientas de definición de secuencias.

En la cuenca siluro-devónica, se emplearon los rasgos estratigráficos *preservados* y no así los *erodados*, que no quedaron fosilizados en esta plataforma. En el desarrollo de este trabajo, se explica el porque de esta característica.

La **ausencia de valles incisos** preservados en la plataforma siluro-devónica puede ser la respuesta de varias causas.

La primera fue largamente explicada en las plataformas de rampa tipo 2, de bajo ángulo, donde el desarrollo de valles incisos es un proceso muy discreto o no se produce pues en realidad la plataforma no queda expuesta a la erosión subaérea durante la caída de nivel de base (Fig. 7, y según Posamentier *et al.* 1988). En este marco, los sistemas deposicionales correspondientes a los cortejos sedimentarios de nivel bajo, suelen no ser distinguibles ya sea del cortejo transgresivo (o techo de la secuencia genética) o bien del tope del cortejo sedimentario de nivel alto del

evento regresivo precedente de dicha secuencia genética. Por lo tanto, se tiene el transgresivo como sistema deposicional genéticamente identificable y reconocible en su expresión correlativa concordante cuenca adentro.

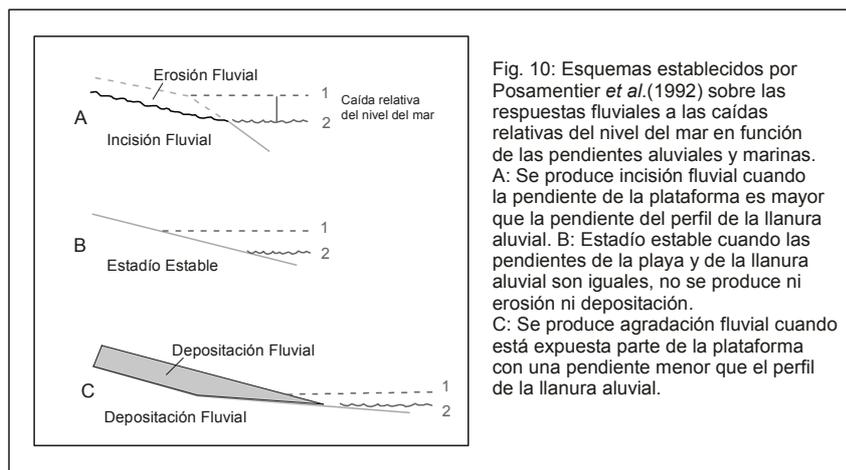
Recientes experiencias en laboratorios, en pequeñas cubetas que simulan cuencas con subsidencias constantes, prueban que no solamente las variaciones del nivel del mar tienen fundamental importancia en el tipo y volumen de sedimento acumulado, sino la *velocidad* con la que se produce el proceso. Heller *et al.* (2001), demuestran que dos plataformas, con el mismo ángulo de pendiente, sometidas ambas a una

subsistencia constante y recibiendo el mismo volumen final de material, desarrollan modelos sedimentarios completamente diferentes cuando se varía la velocidad de caída de nivel del mar. En una caída *muy rápida*, se labran valles incisos relativamente estrechos, muy profundos y formados durante el tiempo en que los depósitos fueron gradualmente expuestos y erodados (Fig. 9). En cambio, en una caída *lenta*, la máxima incisión nunca deja de ser subacnea produciendo ensanchamiento del valle inciso que queda relleno de manera casi contemporánea con la incisión. Los valles incisos labrados durante caídas lentas, quedan rellenos con procesos agradantes probablemente forzados por la continua subsidencia del piso de la cuenca.

Esto sugiere que un proceso de incisión de la plataforma debe ser muy sensible a la velocidad de los cambios relativos de nivel de base. En una caída lenta de nivel de base se produce erosión y depositación en un punto aguas debajo de la descarga (o aporte). A medida que avanza el experimento se produce una erosión retrogradante hasta la zona de descarga y una simultánea depositación transgresiva, en forma de *onlap* rellenando el área previamente erodada, hacia el continente. Una vez que se inicia, sin embargo, el valle se ensancha, por retiro del punto crítico a una superficie de baja erosión. Cuando se produce erosión en el punto crítico, ocurre depositación pendiente abajo, es decir que tanto el punto crítico como el límite de depositación migran hacia el continente al mismo tiempo, produciendo erosión y una secuencia de *onlap*. El registro de esta secuencia es muy sutil, siendo muy suavemente discontinua y concordante cuenca adentro (Fig. 9). Heller *et al.* (*op. cit.*) explican por otro lado, que el tiempo de la máxima inundación es casi sincrónico con el final de una rápida subida del nivel de base, mientras que en un ascenso lento la máxima inundación puede no ser considerada como sincrónica.

Por lo tanto, el resultado estratigráfico de estas variaciones en el nivel del mar son claves, pues pueden no encontrarse valles incisos labrados en plataformas independiente de la pendiente de estas.

En ausencia de valles incisos o de identificación de discontinuidades erosivas en la línea de costa siluro-devónica, podríamos pensar que la velocidad de caída de nivel de base pudo haber sido muy lenta, dentro de cada ciclo con un intervalo promedio de 1.57



millones de años.

En el modelo presentado por Albariño *et al.* (este congreso) y Alvarez *et al.* (en revisión), se registran por lo menos dos episodios de máxima contracción de la cuenca, que generan regresiones forzadas muy marcadas, cuenca adentro (Secuencia VI del Pragiano y Secuencia XI del Emsiano siguiendo la numeración de Alvarez *et al.* en revisión). En estas regresiones forzadas no se identificaron valles incisos, probablemente debido a una caída lenta del nivel de base, acompañado con una pendiente relativamente suave (ver más adelante).

Otro factor importante que regula la presencia o no de valles incisos en la plataforma, son las características de esta. En el caso de la cuenca siluro-devónica, es posible que se hubiera tenido, además de los factores hasta acá analizados, una misma pendiente entre el continente o la llanura aluvial y la plataforma marina (Fig. 10 B), es decir que la pendiente de los ríos pudo ser la misma que la de la plataforma. En este caso no se tendría ni erosión ni depositación en la línea de costa. En cambio, si la pendiente de los ríos es mayor a la de la plataforma, se tendría un punto de quiebre de pendiente, delimitado por la línea de costa, donde los ríos depositarían (Fig. 10 C). Esta explicación también podría justificar la ausencia en el desarrollo de estuarios y deltas a lo largo de la línea de costa tanto del sur de la cuenca como del fragmento oeste, analizado. Dadas las dimensiones de esta cuenca, no se descarta que localmente la pendiente de la llanura aluvial y llanura costera hubiera sido mayor que la pendiente de la plataforma. Por lo tanto, la pendiente relativa de la plataforma con respecto al perfil del río que descarga en la costa, es otro de los factores que puede llegar a modificar un

proceso de erosión durante una caída eustática. Posamentier *et al.* (1992) indican que dependiendo de la pendiente del río podría tenerse erosión de la plataforma en el caso de que la pendiente de la plataforma sea *mayor* a la del río, después de una caída de nivel de base. (Fig.10 A)

Por otro lado, el gradiente (pendiente) del fondo del mar expuesto durante una caída de nivel de base, la descarga del sistema fluvial y su magnitud, el grado de endurecimiento del sustrato, el tipo de cubierta vegetal (muy incipiente y reducida en tiempos siluro-devónicos) y el efecto de la energía de las olas y la marea que actúan en la línea de costa cerca de los puntos de descarga de los sistemas fluviales, determinan la arquitectura de los valles incisos durante una caída de nivel de base (Posamentier y Morris 2000).

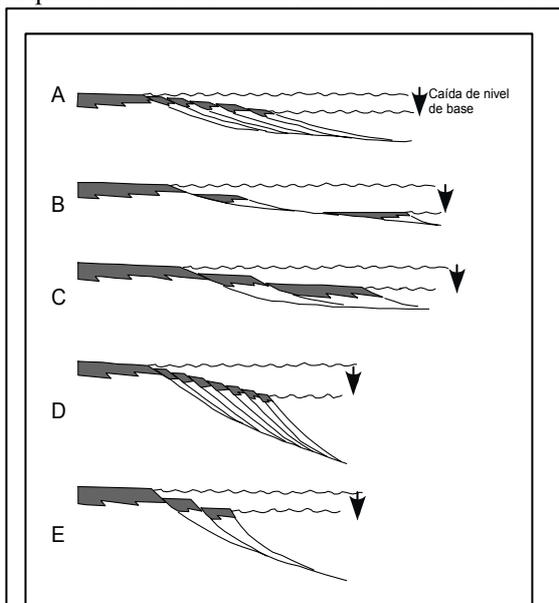


Fig. 11: Arquitectura de los depósitos debidos a regresiones forzadas, según Posamentier & Morris (2000). A: Depósitos de techos suaves y unidos formados en una pendiente suavemente inclinada. B: Depósitos de techos empinados, y separados entre sí ("detached"), formados en una pendiente suave. C: Depósitos de techos empinados y unidos, depositados en una plataforma suavemente inclinada. D: Depósitos de techos suaves y unidos, formados en una pendiente muy empinada. E: Depósitos de techos inclinados y unidos, en una pendiente muy empinada.

Otro aspecto importante en el que influye la pendiente de la plataforma es la morfología de las arenas resultantes de regresiones forzadas. La presencia de arenas desvinculadas entre sí, como parece ser el caso de las arenas que constituyen las regresiones forzadas del Devónico inferior de la cuenca (Fig. 13) puede deberse a una pendiente reducida pero además a una baja tasa de aporte de sedimentos. Posamentier y Morris (*op. cit.*), en su estudio, han podido probar que plataformas afectadas por la misma caída de nivel de base pero cuyas pendientes son distintas y el flujo de sedimento es distinto presentan resultados dispares: en plataformas con bajo flujo de sedimento y con bajas pendientes los depósitos resultantes de regresiones forzadas se encuentran desvinculados unos de otros (Fig.11 caso B). En cambio, en pendientes altas y alto flujo de sedimento los depósitos resultantes de regresiones forzadas se encuentran unidos en forma de *fan-deltas* (Fig.11, casos D y E).

Es posible que la cuenca siluro-devónica no solamente hubiera presentado una misma o menor pendiente de la plataforma con respecto al perfil de la llanura aluvial al sur y suroeste de la cuenca, sino que hubiera conservado una pendiente general baja, donde el flujo de material es más bien bajo y las secuencias resultantes de las regresiones forzadas, corresponderían a depósitos separados entre sí (*detached*, Fig. 11 caso B).

En el estudio de los **sistemas depositacionales** no se pudo discriminar el Cortejo de Nivel Alto (*HST*) del Cortejo de Nivel Bajo (*LST*) o de la cuña de margen de plataforma (*SMST*) dentro del intervalo regresivo genético. Se

identificaron con relativa claridad los transgresivos (TST) y las superficies de máxima inundación a partir de las cuales se definieron los cortejos regresivos progradantes. Esta sucesión estratigráfica presenta **continuidad estratigráfica** en la sedimentación, salvo el corrimiento del tren de facies cuenca adentro que se registra en el Pragiano y luego en el Emsiano.

Si bien no se considera que existiera una tectónica intra siluro-devónica por no haber encontrado indicios de plegamientos o de compresiones durante este lapso de tiempo, podemos pensar que algunos de estos desplazamientos de facies o regresiones forzadas que afectaron el mar devónico inferior, pudieron estar controlados o bien por el emplazamiento de un arco magmático del que se tienen escasas referencias (batolito de San Nicolás) o bien por movimientos de uplift post-colisionales (*sensu* Rapela *et al. op. cit.*). La intrusión del batolito de San Nicolás en el sur de Perú, cuya edad está entre -425 ma (es decir Wenlockiano superior - Ludlowiano) y -394 y 388 ma (es decir entre Pragiano y Emsiano). Sempere (*op. cit.*) relaciona estas actividades magmáticas a las transgresiones tanto de la Formación Kirusillas (Wenlockiano – Ludlowiano) como de la Formación Icla (Pragiano). Es posible relacionar esta mecánica de movimiento de la corteza por

actividad magmática a un uplift cortical que provocaría caídas importantes del nivel de base. El Wenlockiano es un nivel alto en la curva eustática de segundo orden, pero se traduce en la cuenca pre siluro-devónica que analizamos, como un piso de escasa deposición (por ejemplo la Caliza Sacta en el centro de Bolivia, o el paleosuelo de edad Llandoveryano a Wenlockiano entre las Formaciones Tarene y Tequeje en el Subandino norte de Bolivia).

Más clara resulta la relación entre el emplazamiento granitoide en el sur de Perú de edad pragiana – emsiana con la caída de nivel de base que se ha documentado en el sur y oeste de la cuenca a través de por lo menos dos regresiones forzadas (Albariño *et al.* este congreso) y Alvarez *et al.* (en revisión).

De esta manera, no sería descartable la influencia tectónica de tipo *uplift* que pudo tener ya sea el emplazamiento de al menos dos episodios magmáticos en el margen occidental de la cuenca (uno Silúrico superior y el segundo Devónico inferior), aunque convendría evaluar su influencia en una cuenca tan extendida.

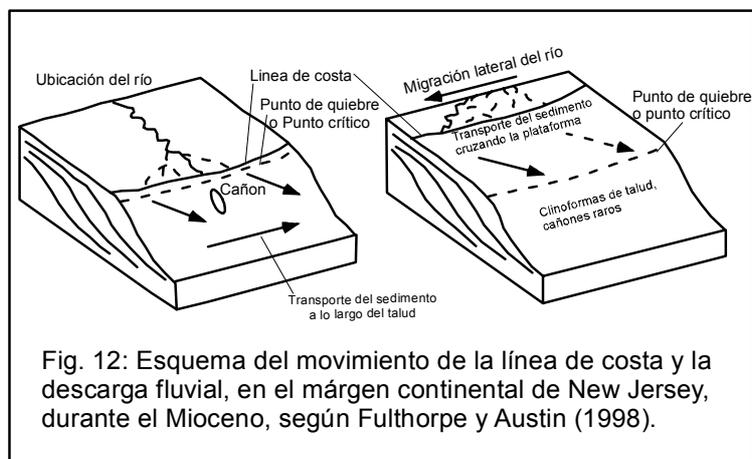


Fig. 12: Esquema del movimiento de la línea de costa y la descarga fluvial, en el margen continental de New Jersey, durante el Mioceno, según Fulthorpe y Austin (1998).

de costa estudiada. Solamente se registraron efectos de mareas en el sur de la cuenca, durante el Lochkoviano y parte del Pragiano (Abra de Zenta, Lipeo y Alarache), caracterizando más bien, una planicie costera dominada por olas. La energía de esta costa por lo tanto es mayor a la permitida para el desarrollo de estuarios, o deltas progradantes (dominados por ríos) y agradantes que hubieran amortiguado el efecto de las olas, en bahías y golfos. Es posible que esta cuenca hubiera presentado las mismas características que las costas miocenas de la bahía de Hudson en New Jersey, costa este de Estados Unidos, en cuanto al retrabajo del material fluvial, no al perfil de la plataforma.

En este ejemplo (Fig. 12) se observa que los puntos de quiebre de las clinofomas se encuentran dispuestos de manera lineal, sin estar afectados por la erosión de cañones, indicando que el material de procedencia terrestre fue redistribuido a lo largo de la plataforma. Al parecer, los ríos miocenos tenían los puntos de descarga ubicados continente adentro del punto crítico (*knickpoint*) de las clinofomas a lo largo de cada ciclo eustático. Este proceso ha tenido que producirse por efecto de corrientes dominadas por olas y con efecto del viento. Este escenario, necesita que la mayoría de los períodos de nivel bajo del Mioceno hubieran sido insuficientes para exponer el punto crítico de las clinofomas (Fulthorpe y Austin 1998).

Conclusiones e importancia petrolera

Podemos sintetizar que la plataforma correspondiente a la parte sur y suroeste de la cuenca siluro-devónica del noroeste argentino y sur boliviano pudo estar afectada por una subsidencia media o en equilibrio, donde los descensos eustáticos se tradujeron en lentas caídas del nivel de base, en regresiones forzadas que no lograron labrar valles incisos y donde algunos de los depósitos producto de estas regresiones se encuentran aislados (*detached*), con suaves pendientes similares o menores de la plataforma con respecto a la pendiente de los sistemas fluviales (planicie aluvial), lo que habría provocado depósitos fluviales cercanos a las áreas de la planicie costera con superficies de *by pass* y ninguna incisión ni superficies erosivas en la plataforma expuesta. El desplazamiento de la línea costera hacia el interior de la cuenca genera secuencias progradantes, escasamente agradantes, que fueron interpretadas como desarrolladas por los sistemas fluviales y marino marginales del cortejo sedimentario de nivel alto, como también el correspondiente al cortejo sedimentario de

Finalmente, los **ambientes** marinos desarrollados en el shoreface y en el foreshore de esta plataforma, se encuentran dominados por olas, prácticamente sin desarrollo de estuarios ni deltas.

El volumen y tipo de material tiene que ver con las variaciones climáticas que pudieron influir en uno u otro punto de la línea de costa. Las asociaciones de facies obtenidas en la cuenca de estudio, no permitieron interpretar ambientes deltaicos fluvio-dominados ni estuarinos prácticamente en ningún punto de la línea

nivel bajo poco preservado (o no identificado). En cambio, los transgresivos y sobre todo las superficies de máxima inundación, fueron claramente identificados como cortejos sedimentarios y líneas sincrónicas respectivamente, haciendo el transgresivo, *onlap* sobre los cortejos de nivel alto y/o bajo previamente descritos.

Este difícil desarrollo de deltas fluvio dominantes y de sistemas marino-marginales restringidos en la cuenca siluro-devónica habría estado controlado tanto por las pendientes de la plataforma con respecto a la de los ríos (similar o menor) como por el flujo de material aportado, probablemente no lo suficiente como para permitir el desarrollo de estos ambientes en una costa con alta energía dominada por olas mucho más que por mareas. Se tuvieron ríos con descargas relativamente pobres, en relación a la eficacia de las olas con poder de redistribución de los sedimentos sobre la planicie costera. En el sector sudoeste de la cuenca (Abra de Zenta, Lipeo, Alarache) los sistemas fluviales han invadido parte de la planicie costera (plataforma expuesta) sin registro de valles incisos.

Rocas Reservorio: Al no haberse desarrollado en la cuenca siluro-devónica, rellenos de valles importantes, ya sea por el tipo de pendiente de la plataforma, y/o por la hidrodinámica de una costa dominada por olas, y/o por caídas del nivel de base relativamente lentas, y/o por causas combinadas, las posibilidades de encontrar buenos *reservorios* de interés comercial, se reducen al *episodio regresivo*, en las arenas producto de regresiones “forzadas” y arenas producto de regresiones “normales”, resultantes de la progradación de la plataforma. Evidentemente, el volumen de arenas en el primer caso es menor al segundo y con la posibilidad de que se trate de arenas desconectadas (*detached*) debido ya sea a la baja pendiente relativa de la plataforma, y/o al reducido volumen de material resultante del *by pass* del margen continental.

Estas consecuencias determinan que las arenas progradantes de nivel alto, en la zona de Santa Cruz de la Sierra (depocentro) no tengan la misma continuidad e historia genética que aquellas que provienen de regresiones forzadas generadas desde el límite sur a suroeste de la cuenca. Por lo tanto, la exploración petrolera de reservorios siluro-devónicos en el subandino, tiene que encarar una estrategia distinta de análisis de arenas resultantes de por lo menos dos o tres regresiones forzadas (pragianas, emsianas y probablemente givetianas) y otra estrategia para las arenas de episodios regresivos normales. La mayoría de estas rocas se identifican en distintos puntos de la cuenca, de probada distribución diacrónica, con nombres formales como “Santa Rosa”, “Huamampampa”, “Iquiri”, Roboré, Tomachi etc.; e informales como “Arenisca Sararenda”.

Las investigaciones tendrán que tender a examinar la calidad de ambos tipos de arenas, analizando las particularidades de estos eventos traducidos en la petrografía, petrofísica y mineralogía de estos reservorios. En el caso de esta cuenca, las sedimentitas se encuentran altamente diagenizadas (cementadas por sílice), por lo que la acumulación de los hidrocarburos (principalmente gas) y la calidad de los reservorios, dependerá de la porosidad secundaria y permeabilidad subsecuente, asociadas a procesos tectónicos.

Rocas Generadora y Sello: Los depósitos con mejores características para constituirse en rocas madre y sello, son aquellos que se originaron a partir de los *episodios transgresivos* y *máximo flooding* de cada una de las secuencias identificadas, asociados genéticamente a las areniscas desarrolladas durante los episodios regresivos. Estas sedimentitas en facies pelíticas han alcanzado mayor desarrollo durante los eventos de máxima expansión sucedidos en la cuenca, en el Ludlowiano a Lochkoviano inferior (Silúrico superior – Devónico basal) y en el Eifeliano superior a Givetiano (Devónico medio), originando un área muy extendida de depositación anóxica dominada por decantación de pelitas en la plataforma (curva de 2do. Orden, según Jhonson *et al.* 1985). Estas sedimentitas se identifican formalmente con el nombre de “Kirusillas”, “Icla” y “Los Monos”

Trampas: En función de las características petrofísicas, ya descritas de los reservorios; las trampas de hidrocarburos que se pueden esperar en la región subandina (en la cuenca siluro-devónica) están restringidas a las de tipo estructural y originadas principalmente a partir de los distintos episodios de la orogenia Andina.

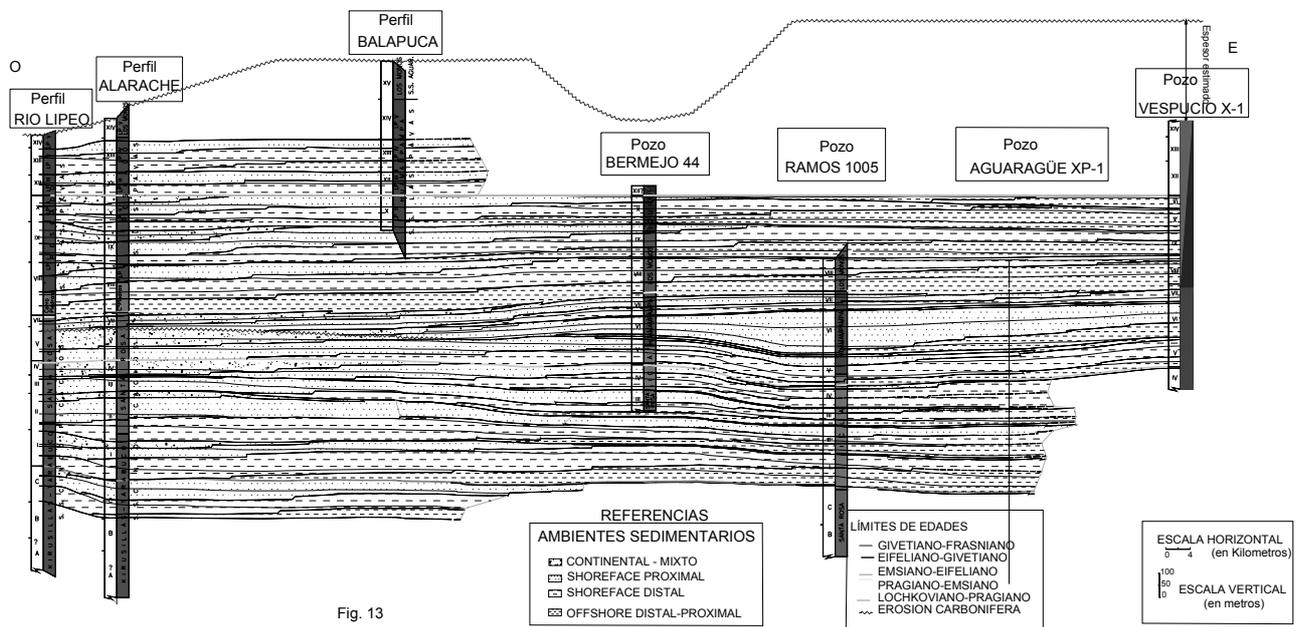


Fig. 13

Fig 13: Correlación Oeste – Este desde Lipeo al Pozo Vespucio x-1. Noroeste Argentino.

Esta es la responsable de la generación de trenes

estructurales distribuidos preferentemente en forma submeridional. En general estas trampas se encuentran asociadas al **nivel estructural inferior** y en relación de disarmonía con los anticlinales fallados de los bloques colgantes observados en superficie (nivel estructural superior), a través de fallas de despegue originadas en pelitas de edad eifeliana a givetiana (nivel estructural intermedio), Hernández *et al.*, (este congreso). Para poder definir un proyecto exploratorio con objetivo devónico, es necesario contar con un modelo estructural apropiado que resulte de cortes estructurales regionales obtenidos fundamentalmente a partir de registros sísmicos (cubos 3D) con un fuerte apoyo de información estructural y estratigráfica de superficie de buena calidad.

Si bien no hay todavía información suficiente como para evaluar la cuenca en forma regional, las consideraciones expuestas en párrafos anteriores, permiten determinar en forma preliminar un modelo de los varios posibles. De probarse la presencia y el desarrollo de un arco magmático siluro-devónico, esta cuenca podría ser considerada como una **cuenca “post colisión” de retroarco sin deformación** (Fig. 6), según el modelo de Dickinson y Seely (*op. cit.*).

Finalmente, el estudio de la cuenca siluro-devónica en Bolivia, necesita comprender cual es la relación de los estratos emplazados en la Faja de Huarina, tanto del tiempo Ashgiliano – Wenlockiano (área de Llallagua, en el Altiplano central y sur), como del Devónico del sur de La Paz. Por otro lado, el estudio de esta cuenca tiene que ser completado con información sísmica y de subsuelo de las áreas del Boomerang y del Chapare (Santa Cruz y Cochabamba, en Bolivia), en una primera fase, para luego iniciar un estudio profundo del subandino norte boliviano y sur peruano. Una vez estos puntos aclarados, podremos esbozar un modelo de cuenca que parece ser más complejo de lo explicado hasta el presente.

Agradecimientos:

Los autores agradecen a Pluspetrol por haberles permitido publicar este trabajo. Además agradecemos las observaciones realizadas por Daniel Starck y Diego Vaamonde que enriquecieron este trabajo.

Bibliografía citada:

- Albariño L., A. Dalenz-Farjat, L. Alvarez, R. M. Hernández, M. Pérez Leyton, (este congreso): Las Secuencias Sedimentarias del Devónico en el Subandino Sur y el Chaco. Bolivia y Argentina. *V Congreso de Hidrocarburos*, Octubre, Mar del Plata, 2002.
- Alvarez L., A. Dalenz-Farjat, R. M. Hernández, L. Albariño, en revisión: Integración del análisis de líneas – tiempo, facies y biofacies como metodología de trabajo en plataformas silicoclásticas devónicas del sur de Bolivia y noroeste Argentino.
- Astini R. A., J. L. Benedetto, N. E. Vaccari, 1995: The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane. A geodynamic model. *GSA Bull.* 107(3): 253-273.
- Astini R. A., 1996: Las Fases Diastróficas del Paleozoico Medio en la Precordillera del Oeste Argentino. Evidencias Estratigráficas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Explor. Hidrocarb.*, Actas V: 509-526.
- Astini R.A., V. A. Ramos, J. L. Benedetto, N. E. Vaccari, F. L. Cañas, 1996: La Precordillera: un Terreno Exótico a Gondwana.- *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Explor. Hidrocarb.*, Actas V: 293-324.
- Bahlburg H., 1990: The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: geodynamic evolution from backarc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen*, 75, 107p.
- Benedetto J. L., T. M. Sanchez, 1990: Fauna y edad del estratotipo de la Formación Salar del Rincón (EoPaleozoico, Puna Argentina). *Ameghiniana*, 27(3-4): 317-326.
- Cristallini E. O., A. Cominguez, V. A. Ramos, 1997: La estructura profunda del Aconquija y regiones adyacentes, Tucuman y Santiago del Estero, Argentina. *Actas vol. III*, Simposio Final Proyecto IGCP 345, Evolución Litosférica de los Andes: 1617-1621.
- Dalenz-Farjat A., 2000 (inédito): *Taxonomía, Paleobiogeografía y Paleoecología de bivalvos siluro-devónicos del Altiplano, subandino, interandino y cordillera andina del Siluro-Devónico de Bolivia*. Tesis doctoral, tomos I y II. Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.
- Dalla Salda L., C. Cingolani, R. Varela, 1993: A pre – Carboniferous tectonic model in the evolution of South America. *Comptes Rendus XII ICCP*. Vol 1: 371-384.
- Díaz Martínez E., 1994: Compositional trend of sandstones as an indicator of foreland basin tectonic setting: an example from the Upper Devonian and Carboniferous of the Altiplano of Bolivia (Central Andes, 15-18°S). *Geologie Alpine. Série Spéciale. Res. Coll.* 4: 36-37.
- Díaz Martínez E., R. Limachi, V.H. Goitia, D. Sarmiento, O. Arispe, R. Montesinos, 1996: Relación entre Tectónica y Sedimentación en la Cuenca de Antepaís del Paleozoico medio de los Andes centrales de Bolivia (14 a 22°S). *Mem. XII Congreso Geológico Bolivia*: 97-102.
- Dickinson W. R., D. R. Seely, 1979: Structure and Stratigraphy of forearc regions.- *AAPG Bull.*, 63(1): 2-31, 13 figs.
- Donato *et al.* (inédito, 1990)
- Fernandez Seveso F., M. C. Vistalli, R. F. Viñes, 2000: Correlación de reservorios en la cuenca silúrica-devónica del Chaco: una revisión integrada previa a la adquisición de bloques exploratorios en Bolivia. *BIP*, Tercera Epoca, XVII(61):152-166.
- Fulthorpe C.S., J. A. Austin, 1998: Anatomy of Rapid Margin Progradation: Three-Dimensional Geometries of Miocene Clinofolds, New Jersey Margin. *AAPG*, 82 (2): 251-273.
- Galloway W.E., 1989 a: Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding – Surface Bounded Depositional Units. *AAPG v. 73(2)*: 125-142.
- Galloway W.E., 1989 b: Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis II: Application to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. *AAPG v. 73(2)*: 143-154.
- Galloway W. E., P. E. Ganey-Curry, Xiang Li, R. T. Buffler, 2000: Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin. *AAPG v.84(11)*: 1743-1774.
- Gohrbandt K.H.A., 1993: Paleozoic paleogeographic and depositional developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana: their importance to hydrocarbon accumulation. *Pergamon Press*, Earth Sciences and Resources Institute: 267-287.

- Heller P. L., C. Paola, In-Gul Hwang, B. John, R. Steel, 2001: Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES 96-1). *AAPG*, 85(5): 817-838.
- Isaacson P. E., E. Díaz Martínez, 1995: Evidence for a middle-late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, central Andes; in A. J. Tankard, R. Suárez Soruco, and H.J. Welsink, *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62*: 231-249.
- Jordan T., 1990: Escuela de Campo. Geología Estructural III. San Juan (Argentina). Escuela de YPF. Inédito.
- Jordan T., 1992: Escuela de Campo. Geología Estructural III. San Juan - Pismanta (Argentina). Escuela de YPF. Inédito.
- Jordan T. E., M. Burns, R. Veiga, F. Pángaro, P. Copeland, S. Kelley, C. Mpodozis, 2001: Extensión and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid – Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonophysics*.
- Leckie D.A., D. G. Smith, 1992. Regional Setting, Evolution, and Depositional Cycles of the Western Canada Foreland Basin.- in Foreland Basins and Fold Belts, Macqueen & Leckie eds. *AAPG Mem. 55*: 9-46.
- Magoon L.B., W.G. Dow, 1994. The Petroleum System, in The Petroleum System-From Source to Trap. *AAPG Memoir 60*.
- Mosquera A., 1999: Evolución Temporal de la Deformación en las Sierras Subandinas Orientales. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. La Plata, Argentina. Tomo II. Pág. 563-578.
- Mukasa S.B., D. J. Henry, 1990: The San Nicolás batholith of coastal Peru: early Paleozoic continental arc or continental rift magmatism?, *Journal of the Geological Society of London*, 147: 27-39.
- Posamentier H. W., M. T. Jervey, P. R. Vail, 1988: Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual Framework. In Sea Level Changes, An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*, 42: 109-124.
- Posamentier H. W., G. P. Allen, D. P. James, M. Tesson, 1992: Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework: Concepts, Examples, and Exploration Significance. *AAPG 76(11)*: 1687-1709.
- Posamentier H. W., W. R. Morris, 2000: Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In Hunt & Gawthorpe (eds), *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society, London, Special Publication, 172: 19-46.
- Ramos V., 1988: Proterozoico tardío-Paleozoico temprano de Sud América. Una historia de colisiones, *Episodes*, 11(3), Sept. 1988.
- Rapela C. W., B. Coira, A. Toselli, J. Saavedra, 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana, in *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Univ. De Extremadura. España: 21-68.
- Rosling R., 2000: Tectónica de placas y evolución estructural en el margen continental activo de Sudamérica.- in Compendio de Geología de Bolivia, Suárez Soruco editor. *Rev. Tec YPFB*, 18(1-2): 199-213.
- Sempere T., 1995: Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions; in: A. J. Tankard, R. Suárez Soruco, and H.J. Welsink, *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62*: 207-230.
- Starck *et al.* (inédito, 1992),
- Starck D., E. Gallardo, A. Schulz, 1993: The Pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija basin. *Comptes Rendus XII ICCP*. Vol 1: 373-384.
- Starck D., 1995: Silurian – Jurassic stratigraphy and basin evolution of Northwestern Argentina, in: A. J. Tankard, R. Suárez Soruco, and H.J. Welsink, *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62*: 251-267.
- Stewart J., A. B. Watts, 1997: Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges.- *Journal of Geophysical Research*, 102(B3): 5327-5352. March.
- Suárez Soruco R., 1999: Bolivia, Proterozoico Superior – Paleozoico Inferior. *Fourth International Symposium of Andean Geodynamics*. Gottingen, October.
- Suárez Soruco R., A. Dalenz Farjat, Legrand Smith, 2000: Subdivisión tectono-estratigráfica de las rocas del Ciclo Cordillerano de Bolivia.- *Mem XIV Congreso Geológico de Bolivia*. La Paz, 14 a 18 de Noviembre.
- Tankard A. J., *et al.*, 1995: Structural and Tectonic Controls of Basin Evolution in Southwestern Gondwana During the Phanerozoic. In *Petroleum Basin of South America. AAPG, Memoir 62*. Pág. 5-52.
- Uliana M. A., L. Legarreta, G. Laffitte, H. Villar, 1999: Estratigrafía y Geoquímica de las Facies Generadoras de Hidrocarburos en las Cuencas Petrolíferas de Argentina. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Mar del Plata, Abril-1999. Tomo I: 1-62.

Vail P.R., 1987: Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1, seismic stratigraphy interpretation procedure, in Bally ed., *Atlas of seismic stratigraphy*, v. 1: *AAPG Studies in Geology* 27: 1-10.