



Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina

Por *Silvia P. Barredo* y *Luis P. Stinco*

Las cuencas sedimentarias son geoformas de escala regional, que permiten acumular cientos a miles de metros de sedimentos como consecuencia de los procesos de subsidencia que sufre la litósfera.

La evolución de esa subsidencia está relacionada a los procesos termomecánicos que tienen lugar en una litósfera relativamente rígida y fría, que interactúa con un manto convectivo (Allen y Allen: 2005).

El movimiento relativo de las placas -que resulta de esta dinámica- origina el desarrollo de fuerzas mecánicas en sus límites. Éstos se transfieren al interior y, como consecuencia, las cuencas existen en un ambiente de esfuerzos inducidos por la dinámica de estas placas discretas.

Tal vez por ello la clasificación de cuencas más usada en el modelado se basa en los ambientes tectónicos a los que están asociadas (Busby y Ingersoll: 1995; Allen y Allen: 2005). Se reconocen, así, cuencas asociadas a extensión litosférica, cuencas asociadas a compresión, cuencas intraplaca y cuencas asociadas a movimientos transcurrentes y transformados.

A su vez, las secuencias estratigráficas resultan de las complejas relaciones entre los procesos litosféricos y las variaciones climáticas, eustáticas y de la tasa de aporte de sedimentos. Por esta razón, un análisis detallado del relleno puede aportar valiosa información sobre la evolución de las cuencas y de los procesos tectónicos que afectaron a la litósfera.

A modo de ejemplo, la predicción de las existencias o no de roca generadora, posibles reservorios, sellos, carga geostática y trampas requiere de un profundo conocimiento de la evolución tectosedimentaria de la cuenca del sistema petrolero.

Entonces, el análisis de cuencas es la plataforma para la exploración de la potencial presencia de nuevos sistemas petroleros. La madurez de la materia orgánica está relacionada al flujo térmico y a la tasa de subsidencia de la cuenca, las rocas reservorio, los sellos y la carga geostática del clima y del espacio de acomodación; además las trampas dependen de su geometría original y del desarrollo de estructuras deformacionales: todos, conceptos integradores que derivan del estudio integral de cuencas.

Geodinámica de las cuencas sedimentarias

La localización y la forma de las megasecuencias y de las secuencias depositacionales pueden interpretarse en términos de los procesos mecánicos que intervienen en la formación de las cuencas, ya que éstas son el resultado de la interacción entre los procesos litosféricos y aquellos derivados de la dinámica del manto.

Los principales parámetros que controlan la evolución de una cuenca son: la velocidad de deformación; la evolución del flujo térmico; la evolución geológica de la litósfera; las variaciones en los espesores de la corteza y de la litósfera; la presencia de debilidades previas en la corteza y en la litósfera, y los procesos exógenos (Barredo *et al.*: 2008).

Estos esfuerzos que resultan de los procesos geodinámicos ejercen un control primario en el alzamiento y la subsidencia de una región. La subsidencia es, entonces, la respuesta elástica/isostática a la deformación de la litósfera y al ajuste mecánico ante el peso de los sedimentos, la columna de agua, y la erosión.

También influyen: el cambio en las densidades corticales y litosféricas por el efecto de anomalías térmicas, contrastes de densidades asociados a la presencia de una losa fría descendente y/o procesos magmáticos relacionados como la adición o sustracción de magmas, el subplacado (Allen y Allen: 2005).

La subsidencia y/o alzamiento (flexural, isostático y térmico) que dará lugar a la formación de una cuenca es función de los siguientes procesos litosféricos. De todos, quizás los más relevantes sean la carga de sedimentos, las cargas orogénicas, el ajuste isostático, las anomalías térmicas (*hot spots*) y la convección.

La geometría de las fallas principales o la flexión litosférica, y la resistencia de la litósfera darán una morfología característica a cada cuenca.

La subsidencia que determinan estas variables controla: la tasa de aporte; el tamaño de grano; la preservación de suelos, la migración de los canales, los procesos de avulsión y el desarrollo de planicies de inundación.

Por ejemplo, en una subsidencia rápida, los sedimentos que entran a la cuenca son de texturas finas y escasos si los ambientes que intervienen son fluviales, y se puede predecir el desarrollo de ríos sinuosos con amplias planicies de inundación. Por el contrario, en una subsidencia

lenta, se genera menor espacio de acomodación; el aporte es, entonces, importante, al generar la progradación de los depósitos hacia el interior de los depocentros, mientras los sistemas fluviales estarán conformados por ríos que transportan texturas gruesas en canales multiepisdícos lateralmente.

Las rocas madre corresponden a rocas sedimentarias clásticas de grano fino con variable contenido de materia orgánica (porcentajes en peso desde 0,1% y hasta alcanzar 10%). La distribución temporal de la materia orgánica en el tiempo geológico se concentra, en un 90%, en el intervalo comprendido entre los períodos Terciario y Silúrico, aunque es claramente mayor en el Cretácico, Terciario y Jurásico.

La abundancia de las rocas sedimentarias en la corteza terrestre se distribuye según el siguiente porcentaje: pelitas, 42%, areniscas, 37% y carbonatos, 21%; no obstante, al analizar la producción por litología, se observa que los carbonatos representan el 60%, las areniscas, un 37% y sólo un 3% para las litologías complementarias.

Asimismo, los anticlinales representan el 75% de las trampas y alcanzan el 9% las definidas como combinadas.

Estos guarismos nos sirven para comprender la complejidad de la dinámica planetaria, así como la cantidad de elementos y procesos que deben conjugarse –y dentro de una lógica temporal– para que en una cuenca sedimentaria se desarrolle un sistema petrolero.

En particular, en la República Argentina, la superficie que cubren las cuencas productivas alcanza los 545.000 kilómetros cuadrados, en tanto que la superficie de las aún no productivas supera los 2.500.000 kilómetros cuadrados (Cruz: 2005).

El conocimiento detallado de las historias geológicas de cada una de ellas se constituye en la herramienta básica para lograr que la relación 0,2% de cuencas productivas/no productivas aumente y el horizonte de reservas se amplíe proporcionalmente.

El margen pasivo atlántico

La cuenca del margen continental argentino presenta 2300 kilómetros de extensión noreste-sudoeste, un ancho de 350 kilómetros hasta abarcar un área total de 800.000 kilómetros cuadrados (ver figura en página 60).

Esta gran provincia geológica se originó como consecuencia de los procesos termomecánicos que llevaron a la ruptura del margen occidental de Gondwana y la posterior deriva de las placas sudamericana y africana, durante el Mesozoico-Cenozoico. El margen pasivo, desde el punto geodinámico, representa el último estadio de *rifting*, donde el adelgazamiento de la litósfera por extensión ha avanzado hasta producir la separación continental con formación de corteza oceánica. Equivaldría a la etapa de *sag* de los *rifts* continentales.

En el caso argentino, el proceso de ruptura comenzó a manifestarse en el Triásico Superior (Fase Chon Aike) y Jurásico Medio, (Fase Lonco Trapial – Aguada Bandera), para tener su clímax en el Jurásico Superior (Uliana *et al.*: 1989; Urien y Zambrano: 1996).

Se estima que su origen estuvo vinculado a sistemas de puntos triples producidos por anomalías térmicas

(*hot spots*), con evolución de dos brazos y un tercero que abortó (*failed rift*). Esto originó cuencas aulacogénicas de dirección predominante noroeste-sureste, como las cuencas del Salado, Colorado, Rawson, Península Valdés y San Jorge. Los aulacógenos “nacido como zanja” son *paleorifts* o *rifts* abortados que se enfriaron al punto que la astenósfera se densificó a los valores del manto litosférico, y, por ende, se hundieron. Son cuencas longevas y con gran subsidencia, que se disponen ortogonalmente a los márgenes de placas y hacia el interior del cratón.

La presencia de una fábrica de basamento constituida por antiguas fallas y regiones de deformación dúctil, heredadas del Precámbrico y el Paleozoico, controlaron la ubicación de los *rifts*, en particular, de las Cuencas Colorado y Salado. Se trata de una litósfera retrabajada (*reworked*) durante el Paleozoico, es decir, una litósfera que sufrió reiterados eventos de metamorfismo, deformación y magmatismo (Holdsworth *et al.*: 2001) con baja resistencia litosférica. Esa disminución fue fácilmente alcanzada por el alto gradiente térmico, por la gran producción de calor por elementos radiactivos acumulados durante el proceso orogénico y por la presencia de una corteza engrosada. La migración del foco de extensión hacia la zona que hoy ocupa el Océano Atlántico sugiere que los esfuerzos se concentraron en una zona de debilidad meridional, asociada a la acreción de terrenos proterozoicos (Ciclo Brasileño-Panafricano) de rumbo submeridional, y que desactivaron los *rifts* anteriores.

Otro aspecto importante para tener en cuenta en este comportamiento es el control de basamento por la presencia de estructuras proterozoicas, heredadas de la etapa de acreción transamazoniana y, posteriormente, por el desarrollo de los Gondwanides, que siguieron aquellas antiguas estructuras (Urien y Zambrano: 1996; Ramos: 1996).

Una vez producida la ruptura meridional de la placa, la continua extensión permitió el adelgazamiento cortical y la concentración de esfuerzos llevó a la inserción de la dorsal, que fue responsable de la creación de corteza oceánica.

Este episodio pudo haber tenido lugar al final del *rifting* y sería el responsable de la generación de material volcánico, tanto continental como marino, observado en muchas cuencas del margen atlántico.

El margen continental argentino es no volcánico (*sensu* Huisman *et al.*: 2001), más frío y con potentes cubiertas de sedimentos, en comparación con el africano. La subsidencia alcanzada se debe al enfriamiento térmico posterior al adelgazamiento litosférico y al comportamiento viscoelástico de la litósfera (modelo de Maxwell o de Burgess), que le permite acumular mayor cantidad de sedimentos, ya que los esfuerzos se relajan por flujo viscoso y se disminuye la rigidez flexural con el tiempo.

La presencia de un replacado volcánico, conjuntamente con el rebote isostático generado durante la extensión, mantuvo relativamente elevado el margen. Adicionalmente, las antiguas fallas del *rift* se reactivaron durante el enfriamiento térmico, como producto del ajuste isostático del sistema, lo que generó un alzamiento relativo, acompañado de intensa erosión de los bloques rotados y elevados topográficamente, y aportó grandes cantidades de sedimentos a los bajos (hemigrábenes). Los altos intracuencales, generados por rotación de bloques de basa-

mento, constituyeron barreras locales en la sedimentación de la Cuenca Argentina, durante el Cretácico (Urien y Zambrano: 1996), con pulsos transgresivos y regresivos asociados a variaciones eustáticas y al comportamiento mecánico de la litósfera.

Cuenca del Salado

La Cuenca del Salado abarca 154.000 kilómetros cuadrados, de los cuales más de la mitad corresponde a la porción marina (Tavella y Wright: 1996; Fryklund *et al.*: 1996). (Ver figura). La cuenca está compuesta por bloques rotados que delimitaron subcuencas asimétricas, que permitieron el desarrollo de ambientes fluviales-lacustres axiales, con amplias planicies de inundación y la acumulación de facies piroclásticas (cenizas volcánicas) intercaladas en los lagos.

La Cuenca del Salado evolucionó sobre una litósfera sometida a procesos de flexura durante el Eopaleozoico y que, durante la ruptura de Gondwana, sufrió además reactivación de las estructuras paleozoicas de rumbo noroeste. Se entiende por reactivación a la acomodación del desplazamiento a lo largo de una estructura formada previamente al régimen tectónico.

La ubicación y orientación de esta cuenca sigue las antiguas zonas de sutura, por lo que se la interpreta como un *rift* con influencia de fábrica discreta.

Se define como fábrica al arreglo geométrico de los elementos estructurales dentro del cuerpo de roca; puede ser regional, dada por foliación y/o esquistosidad, o discreta, cuando está dada por zonas de cizalla o planos de fallas. En esta cuenca, las fallas extensionales se ponen paralelas al eje de Claromecó y manifiestan fenómenos de transpresión cerca del eje (Fryklund *et al.*: 1996). Presenta fallas normales de gran longitud y escaso desplazamiento, además, con muy baja relación desplazamiento-longitud (D/L), ya que las fallas normales se propagan rápidamente al usar los planos de debilidad previos. La concentración de la deformación progresó en las fallas reactivadas, con el consecuente menor desarrollo de fallas menores.

La cuenca se conforma de dos grandes cubetas o hemigrábenes, Cuenca del Salado y la Cuenca de Punta del Este, separadas por el Alto de Martín García-del Plata, que se mantuvo activo hasta fines del Cretácico.

Tiene un espesor de sedimentos del orden de los 7 kilómetros, controlados por las fallas que sufrieron reactivaciones en el Cretácico Inferior, luego de lo cual la cuenca alcanzó su mayor desarrollo o clímax del *rift* en el Cretácico Inferior Alto. Hacia el *post-rift* temprano (*sensu* Prosser: 1993) alternaron con depósitos mixtos marino-continental (Aptiano-Albiano) y netamente marinos para la etapa de *post-rift* tardía (Cenomaniano) hasta la etapa de deriva, acaecida en el (Maastrichtiano-Paleoceno) Terciario Inferior (Tavella y Wright: 1996). En el Mioceno se registró el ingreso del mar paranaense, con una fuerte retrogradación de los sistemas depositacionales, seguido de una fuerte progradación que se vinculó con el ascenso de Los Andes.

Las rocas generadoras estarían asociadas a los depósitos continentales pelíticos de la etapa de *rift*, y a depósitos marinos restringidos de la etapa de transición del *synrift*

(clímax *sensu* Prosser, 1993) al *sag*. En la Cuenca del Salado se han perforado 6 pozos en el continente y 4 costa afuera, sin posibilidades económicas (Turic: 2009). Se interpreta que la ausencia de la generación de hidrocarburos limita la presencia de un sistema petrolero.

Cuenca del Colorado

Presenta una orientación oeste-este, cubre un área de unos 180.000 kilómetros cuadrados costa fuera y cerca de 37.000 en el continente (ver figura 1).

A diferencia de la Cuenca del Salado, cuyo basamento corresponde a rocas paleozoicas vinculadas a la cuenca Chacoparanaense, en este caso se apoya sobre rocas del antepaís de la Cuenca Claromecó. Su control está asociado a la flexión de la litosfera durante el Eopaleozoico y a su reactivación de estructuras proterozoicas.

Sigue, en líneas generales, las antiguas zonas de sutura, pero no es exactamente paralela, por lo que se estima que la foliación de la litosfera retrabajada y heredada de la etapa compresional paleozoica pudo haber ejercido influencia en la localización. El basamento de Tandilia tiene zonas de cizalla con milonitas y cataclasitas de orientación oeste-este y en facies de esquistos oeste-este; noreste-sudoeste; y noroeste. Además, la presencia de fallas curvas con segmentos no muy extensos y relativo bajo desplazamiento más poco espaciamiento entre fallas mayores son más característicos de cuencas con influencia por foliación (Schlische *et al.* 2002; Bellahsen y Daniel: 2005).

Los trabajos de Juan *et al.* (1996), en el flanco norte, permiten ver al presencia de fallas de gran longitud y escaso desplazamiento, más lineales y con muy baja relación D/L. En este caso, se interpreta que las fallas normales se propagaron rápidamente y usaron los planos de debilidad previos.

En consecuencia, la cuenca está conformada por depocentros asimétricos escalonados y vinculados por transferencias con desplazamiento de rumbo dextrógiro.

Los depósitos del *rift* consisten en sistemas fluvio-lacustres, con progradaciones por pérdida del espacio de acomodación (probablemente asociadas a reactivación del fallamiento y al aumento de la tasa de subsidencia), para alcanzar su mayor desarrollo o clímax del *rift* en el Hauteriviano-Barremiano, con dominio de depósitos de textura fina y lentes arenosos subordinados, en situación de infralimentación y fuerte retrogradación de los sistemas depositacionales.

En el Aptiano-Albiano, la cuenca comenzó su etapa de *post-rift* tardío, con el desarrollo de sistema progradaciones fluvio-deltaicos, ambientes transicionales y mar somero que culminó en la etapa de *sag* con el ingreso marino.

En el Paleoceno-Eoeno se observó un descenso del nivel de base con mayor participación arenosa sobre todo en el flanco norte, que coincidió con la etapa regresiva observada en la Cuenca del Salado por Tavella y Wright (1996).

En el Mioceno, la transgresión del mar paranaense tiene en los depocentros del sector occidental sus mayores profundidades, mientras que hacia el norte se puede observar mayor participación arenosa, probablemente por materiales aportados del Alto de Tandil.

En la Cuenca del Colorado se han perforado 9 pozos en el continente y 18 en el mar; el pozo Cruz del Sur x-1 (1994) fue descubridor de hidrocarburos y, por lo tanto, comprobó la existencia de un sistema petrolero para la cuenca en su fracción costa afuera (Vayssaire *et al.* 2008).

Cuencas de Rawson y Península de Valdés

La Cuenca de Rawson abarca unos 42.000 kilómetros cuadrados y la de Península de Valdés, 57.000 kilómetros cuadrados.

La estructura de *rift* se orienta paralela a la línea de costa, con hemigrábenes conectados por transferencias de rumbo este-oeste, compuesta por pequeños depocentros. Su origen corresponde al de cuencas aulacogénicas (ver figura). El relleno alcanza los 5000 y 3000 metros respectivamente, y representa los estadios de *rift* y *sag* hasta el Cretácico Alto, luego de lo cual pasan a la etapa de deriva o margen pasivo (Marinelli y Franzin: 1996).

La orientación de las estructuras de *rift* principales sugieren control por basamento retrabajado, más precisamente, por las suturas proterozoicas. Las transferencias, en cambio, están más asociadas al proceso de extensión oblicua, y serían responsables de haber mantenido aislados los depocentros durante la etapa extensional.

Como se trata de zonas de concentración de deformación, la estructura resultante es compleja y compuesta por fallas de pequeña escala (generalmente antitéticas a las fallas mayores) y pliegues o monoclinales generados por cambio de geometría entre las fallas (zona de acomodación).

Se estima que estas zonas aportaron sedimentos a los depocentros aislados fuertemente asimétricos, con alta posibilidad de preservar materia orgánica de las secuencias de *synrift*.

En la Cuenca de Rawson se perforó un pozo sin resultados positivos. Asimismo, en la porción continental de la Cuenca Península de Valdés, se perforó un pozo con resultados negativos. La ausencia de generación de hidrocarburos ha sido el impedimento de la concreción de sistemas petroleros.

Cuenca del Golfo

Abarca un área de 170.000 kilómetros cuadrados (Strelkov *et al.* 2005). Un tercio se desarrolla costa fuera (como muestra la figura). Su mayor acumulación se encuentra costa fuera, con unos 8 kilómetros de sedimentos. Al oeste está dividida por la Sierra de San Bernardo, que la separa en la Subcuenca Río Mayo; al este, por el depocentro principal –en términos económicos–.

Durante el Neopaleozoico - Mesozoico temprano, la región que ocupa la actual Cuenca del Golfo correspondía a una cuenca de antepaís (Uliana *et al.* 1989). La fábrica del basamento retrabajado por la posible colisión del Macizo del Deseado (Ramos: 1996) acrecentado durante el Ciclo Famatiniano, controló la disposición de las estructuras extensivas noroeste y este-oeste, paralelas al antiguo arco magmático (Palma: 1989).

En el Jurásico Inferior (Baldi y Nevistic: 1996), la cuenca

se comenzó a formar como un aulacógeno (Ramos: 2000), con influencia de la falla transforme Malvinas-Agulhas, que indujo fenómenos de desplazamiento de rumbo.

Otros autores, como Strelkov *et al* (2005), Sylwan *et al* (2008), entre otros, la definen como una cuenca intracratónica por su posición dentro del cratón. En este trabajo, la definimos como una cuenca de *rift* continental (*sensu* Allen y Allen: 2005), con influencia de la fábrica regional, caracterizada por una subsidencia por falla que controló la evolución de la sedimentación a lo largo de su historia extensional, porque la mecánica de su evolución no coincide con una cuenca intracratónica o *sag basin*.

El relleno fue continental clástico y volcánicoclástico (Strelkov *et al*: 2005), con reactivación en el Hauteriviano por transtensión y extensión, aunque para otros autores, como Sylwan *et al* (2008), se trató del pasaje a la etapa de *post-rift* temprano.

La Formación Pozo D-129 (roca madre) se desarrolló, sobre todo, entre el clímax del *rift* y el *post-rift* temprano, cuando la cuenca experimentaba aún una alta relación espacio de acomodación con el aporte de sedimentos, que indudablemente favoreció la preservación de la materia orgánica de esta unidad.

Los clásticos de la Formación Matasiete responderían al gradual aumento del aporte de sedimentos como consecuencia del descenso del ritmo de subsidencia tectónica de una cuenca que, lentamente, pasaba a su etapa de enfriamiento térmico.

Por otro lado, no debe descartarse la componente de rumbo que afectó la extensión, inducida por la falla Malvinas-Agulhas. En este caso, los depocentros pudieron adquirir un perfil angosto y profundo, limitados por fallas de alto ángulo que permanecieron sísmicamente activas durante grandes períodos geológicos. El hundimiento fue más rápido que en una extensión ortogonal, lo que generó el desarrollo de ambientes fluviales con muchos procesos de avulsión y lagos profundos con eventos turbidíticos por inestabilidad de los márgenes y por la actividad de las fallas.

La etapa de *sag* se desarrolló en el Albiano y culminó en el Cenozoico, luego de lo cual la cuenca fue sometida a compresión, como resultado de la orogenia andina, con el desarrollo de las Sierras de San Bernardo e inversión de las antiguas estructuras extensionales.

Algunos autores como Gonzalez *et al* (2002) y Salomone *et al* (2002), entre otros, coinciden en que las fallas de *rift* (estructuras productivas) se mantuvieron activas aún en la etapa de *sag*. Este desvío de la subsidencia puramente térmica puede explicarse como resultado del aumento de la rigidez litosférica durante el enfriamiento al peso adicional que registró la columna sedimentaria durante el ingreso marino del Terciario (Paleoceno). También puede deberse a los esfuerzos de intraplaca producidos por la apertura del Atlántico, que reactivaron las estructuras del brazo aulacogénico durante la etapa de enfriamiento y de deriva del margen pasivo, con influencia de la falla transforme Malvina-Agulhas.

Para el Terciario, Sylwan *et al* (2008) registraron altos valores de flujo térmico que podrían estar asociados con fenómenos de subplacado basáltico en la pared yacente, si se aplica un modelo de cizalla simple – cizalla pura (Allen y Allen: 2005), lo que podría haber inducido a

reactivar estructuras previas.

En 1907 se perforó, en las cercanías de Comodoro Rivadavia, el pozo que cambiaría la historia de la cuenca. Desde ese momento se han perforado más de 36.000 pozos, y solo 26 ubicados costa fuera. La producción acumulada es mayor que 630 x 10⁶ metros cúbicos de petróleo y 71 x 10⁹ metros cúbicos de gas. La producción proviene de reservorios distribuidos desde una profundidad de 200 metros hasta cercana a los 4500 metros, con edades comprendidas entre el Cretácico Inferior y el Terciario Inferior.

Cuencas de San Julián y Malvinas Norte

Ambas se ubican al sureste de la Cuenca del Golfo San Jorge (ver figura 1). La cuenca San Julián, con 20.000 kilómetros cuadrados, presenta una orientación dominante este-noreste, en línea con las estructuras extensionales permotriásicas que siguieron a la etapa de antepaís devoniano-carbonífera (Figueiredo *et al*. 1996).

La evolución de esta cuenca es similar a la del Golfo San Jorge, donde, a los esfuerzos extensivos, se sumó la influencia de la falla Malvinas-Agulhas, que resultó en un sistema de *rift* con fallas de alto ángulo y profundas que limitaron depocentros con fuerte control local.

Las transferencias identificadas por Figueiredo *et al* (1996) serían el resultado de la evolución en el tiempo de los distintos segmentos de fallas que se propagaban al noroeste, según la antigua traza del arco magmático. Estas fallas denotan reactivación en el Jurásico Medio a Superior, con desarrollo de una superficie discordante. Esta reactivación pudo estar asociada a la extensión de *back-arc* que generó la cuenca Rocas Verdes (Ross *et al*: 1996). Alcanza un máximo espesor de 6 kilómetros, el relleno de *synrift* es volcánicoclástico y se extiende hasta el Cretácico Inferior, cuando comienza a desarrollarse el *post-rift* temprano con la etapa de mayor espacio de acomodación de la cuenca.

En el Cretácico (Maastrichtiano) se desarrollaron esfuerzos predominantemente transpresivos y posteriormente transensivos, por el movimiento a lo largo de la falla Malvinas-Agulhas durante la deriva de América del Sur hacia el oeste, de manera que el enfriamiento térmico se caracterizó por actividad en las fallas y reactivación inducida por la orogenia andina.

Por su parte, la Cuenca Malvinas Norte ocupa un área de 56.000 kilómetros cuadrados y se encuentra al norte de las Islas Malvinas (ver figura).

Tiene un espesor máximo estimado de 9 kilómetros. Se estima que su naturaleza y evolución tecto-sedimentaria es similar a la de la Cuenca San Julián (Ross *et al*: 1996).

Es una cuenca de *rift* con estructuras meridionales de alto ángulo, que cambian, en su porción austral, a oeste-noroeste, por influencia de fábrica de basamento.

Ross *et al* (1996) proponen que este último arrumbamiento se debió al inicio de la subducción en el margen de Samfrau, en el Triásico-Jurásico, previo a la apertura del Atlántico. La influencia de la falla Malvinas-Agulhas no es muy clara en esta cuenca. El sector septentrional no muestra evidencia de reactivaciones de rumbo asociadas a esta estructura, debido al control de basamento por las suturas proterozoicas y el fuerte retrabajo litosférico que

dificultó el movimiento de rumbo.

Al sur, en cambio, el control del antiguo arco favoreció la concentración de la deformación transpresiva-transensiva en los lineamientos australes antes del pasaje al enfriamiento térmico. Los autores Ross *et al* (1996) sugieren que esto último se debió al cierre de la cuenca de Rocas Verdes (pasaje a etapa de antepaís).

Otra posibilidad es considerar las estructuras meridionales del sector norte como fallas extensivas resultantes de transtensión (*pull apart*), producto del aumento de actividad en la transcurrencia Malvinas-Agulhas, que indicaría el pasaje al segundo estadio de *rift*, mientras al sur la presencia de falla noroeste concentró la deformación compresiva, típica de las cuencas de *pull apart*, a 30 grados de las anteriores). La etapa de *sag* corresponde a la pérdida de espacio de acomodación por enfriamiento térmico pos-extensivo y el pasaje a deriva continental, influenciado por el régimen transpresivo de la falla transcurrente.

En la Cuenca de San Julián se perforó un pozo con resultados negativos; en tanto, en la Cuenca Malvinas Norte se perforaron 6 pozos sin resultados positivos (Turic: 2009). La falta de generación de hidrocarburos ha sido la limitante en la concreción de sistemas petroleros.

Cuenca Austral

La Cuenca Austral o de Magallanes comprende una superficie de 146.000 kilómetros cuadrados en el extremo sudoeste de la placa sudamericana. Abarca las provincias argentinas de Santa Cruz y Tierra del Fuego, parte de la plataforma continental argentina, el estrecho de Magallanes y la provincia chilena Magallanes (como muestra la figura). Presenta un ancho de 400 kilómetros y un largo de 700 (Peroni *et al*: 2002), con un espesor de 8 kilómetros de sedimentos mayormente clásticos.

La cuenca se desarrolló en el Jurásico Superior como una serie de cuencas de *rift* de *back-arc* de orientación noroeste-sureste, sobre un substrato de edad paleozoica sometido a procesos de subducción y compuesto por complejos de acreción que controlaron la inserción de la cuenca.

La extensión permotriásica

generó el desarrollo del Complejo Volcánico el Quemado en el Macizo del Deseado, en cuencas de *rift* continentales, y el comienzo de la apertura de la cuenca Rocas Verdes, todo a fines de Jurásico-Cretácico Inferior.

La extensión se vio favorecida por el empujamiento de la placa oceánica vieja que, además, indujo al retroceso de la trinchera; asimismo, la gran acumulación de sedimentos dio lugar a un bajo acople entre las placas y favoreció la extensión.

El relleno de *rift* comprendió secuencias volcanoclásticas y clásticas fluvio-lacustres con aporte del Alto de Río Chico. Durante el clímax de la extensión se produjo el ingreso de la Formación Springhill, asociada a facies arenosas de la Formación Hidra (Robbiano *et al*: 1996). En la etapa de *sag* se depositaron la mayoría de los sedimentos marinos, plataforma y talud de la Formación Springhill.

Esta cuenca se invirtió durante el Aptiano, por aceleración de la velocidad de convergencia durante la colisión de la dorsal oceánica y deriva de la placa sudamericana. Este acomodamiento se cerró definitivamente en el Cretácico Alto (Robbiano *et al.*: 1996) con la formación de la Cordillera Darwin.

La región pasó a estar dominada por subsidencia flexural. Así, durante los períodos de respuesta elástica de la losa durante la carga del frente orogénico, con alta rigidez flexural, posibilitó la tendencia de las secuencias progradacionales que migraron en una cuenca ancha y no profunda; durante las etapas de quietud pudo haber habido una relajación viscoelástica fuertemente dependiente del tiempo (o un aumento simple de la carga, con respuesta elástica de la losa, en este caso, instantáneo) que dio lugar a cuencas más profundas y acotadas, con tendencia retrogradacional de las secuencias por *onlap* como facies transgresivas y con controles locales.

En el Cenozoico, se produjo el desarrollo de la dorsal de Scotia, como consecuencia de la evolución del margen activo entre la placa de Sudamérica y de Scotia, más la apertura del pasaje de Drake, la cuenca sufrió, además, deformación por componentes de rumbo (Robbiano *et al.*: 1996). Los depocentros migraron hacia el antepaís con dirección noroeste-sureste.

El primer pozo con producción en la porción argentina de esta cuenca data de 1949. Las reservas de petróleo equivalentes superaron los 900 x 10⁶ metros cúbicos, distribuidas en reservorios de edades comprendidas entre el Jurásico Superior y el Terciario Inferior.

Cuenca Malvinas

La Cuenca de Malvinas, abarca un área de 140.000 kilómetros cuadrados de la plataforma continental argentina y se encuentra separada de la Cuenca Austral por el Arco de Dungeness (en figura). Si bien es una cuenca de antepaís, tiene una primera etapa como un *rift* continental (*sensu* Allen y Allen: 2005) que evolucionó hacia la etapa de *sag* (Galeazzi: 1996).

El basamento de la cuenca lo constituyen rocas del margen Gondwánico, deformadas durante la orogenia de Gondwanides, sobre la que, en el Jurásico, se desarrolló el *rift* continental asociado a la Cuenca de Austral.

Su inserción y orientación noroeste y este-oeste se deben a la fábrica regional del basamento retrabajado durante el Paleozoico. Este sistema estaba constituido por cubetas asimétricas, generadas por extensión oblicua, vinculadas por transferencias con componentes de rumbo. La presencia del Arco de Dungeness no permitió la transmisión de esfuerzos horizontales desde el *back arc* porque actuó como un bloque rígido y elástico que absorbió los esfuerzos extensivos provenientes del oeste.

En cambio, se estima que la falla Malvinas-Agulhas pudo haber aportado esfuerzos intralitosféricos extras a la extensión generalizada durante el desmembramiento de Gondwana.

Los depósitos, que alcanzan 7 kilómetros, corresponden a ambientes continentales representados por sistemas de ríos y planicies con intercalaciones de ambientes lacustres (Galeazzi: 1996), cuya evolución estuvo favorecida

por la asimetría de las cubetas.

Una probable reactivación de las estructuras por propagación de fallas dio lugar a una fuerte retrogradación registrada en la Formación Inoceramus, luego de lo cual pasó a etapa de clímax y *post-rift* temprano. Ésta se caracterizó por depósitos de ambientes costeros a marinos de la formación del mar de Weddell, con tendencia retrogradacional de las secuencias y marcados *onlaps* sobre el Arco de Dungeness, en los momentos de mayor creación de espacio de acomodación, para, finalmente, pasar a la etapa de enfriamiento o *sag* en el Cretácico hasta el Paleoceno, con los depósitos de la Formación Margas Verdes.

La evolución de la falla transforme levógira asociada a la placa de Scotia originó fenómenos transtensivos en el Paleoceno, y dio lugar a depocentros del tipo *pull-apart*, cuya subsidencia era la suma de enfriamiento térmico y del comienzo de la flexión de la litosfera elástica. Si bien el arco siguió siendo una barrera entre las cuencas Malvinas y Austral, al sur hubo conexión, con desarrollo de facies turbidíticas y profundas y ambientes carbonáticos, al este y sudeste (Galeazzi: 1996).

En el Eoceno los movimientos transpresivos impulsados por el efecto combinado de la falla transforme con el oroclino Patagónico dieron lugar a la formación de una faja corrida y plegada, sumado al pasaje a un dominio por subsidencia flexural como resultado de la carga supralitosférica. El antepaís oblicuo de la cuenca de Malvinas se empezó a desarrollar a partir de finales del Cretácico hacia la actualidad.

En la cuenca se han perforado 18 pozos: 5 de ellos (Ciclón x-1, Calamar x-1, Salmón x-1, Salmón x-2 y Krill x-1) encontraron hidrocarburos pero no en volúmenes comerciales (Vayssaire *et al.*: 2008).

Cuencas del Noroeste

Bajo este término se incluyen la Cuenca Paleozoica o de Tarija, con una superficie de 25.000 kilómetros cuadrados en territorio argentino, y la Cuenca Cretácica, de 53.500 kilómetros cuadrados (ver figura).

El basamento de la cuenca Tarija-Noroeste se comportó como una plataforma relativamente estable, por su naturaleza cratónica.

En el Proterozoico-Cámbrico fue una cuenca de antepaís periférica, producto de la colisión del terreno de Pampia (Ramos: 1988); durante el Cámbrico-Ordovícico se comportó como una cuenca de *back arc*, abierta al oeste (Starck: 1995), con desarrollo de una zona de subducción por el acercamiento del terreno de Famatina (Ramos: 1988).

Por su fuerte relación con las condiciones mecánicas del margen subductivo, este tipo de cuencas suelen tener corta duración.

La colisión de los terrenos de Famatina y Cuyania, ocurridos entre el Ordovícico y Silúrico (Ramos: 1986), forjó el desarrollo de una subsidencia por la flexión elástico viscosa de la litósfera, en una cuenca con relleno marino y transicional sujeta a variaciones eustáticas, cuya evolución se vio interrumpida por inversión tectónica en el Devónico Superior.

Se trata de una cuenca de antepaís, según Starck (1995), en la que la subsidencia reactivó antiguas fallas de

rift cambro-ordovícica, lo que favoreció el desarrollo de depocentros con depositación local.

Para el Paleozoico Superior, y luego de la orogenia Chánica, se desarrolló un régimen transpresivo como resultado de convergencia oblicua (Fernandez Seveso *et al*: 1995). Este régimen actuó sobre una litosfera que subsidía por flexura, por lo que clasificar la cuenca en términos puramente tectónicos es aquí complejo. Starck *et al* (2002) consideraron a la cuenca de Tarija como una cuenca intracratónica controlada por una baja subsidencia.

Sin embargo, la complejidad estratigráfica y la presencia de importantes discordancias (Starck *et al*: 2002) parece indicar control tectónico, lo que no es propio de este tipo de cuencas (Runkel *et al*: 2007).

Muchos *rifts* continentales y cuencas transpresivas-transtensivas muestran una baja tasa de subsidencia de sus estructuras a medida que se disipa el calor, y así disminuye el espacio de acomodación, para dar lugar a depósitos más extendidos regionalmente, que muchas veces se confunden con los depósitos de *sag* propiamente dichos (Barredo: 2004; 2005). Esto pasa porque la capa de sedimentos, según su conductividad termal, puede hacer de “paraguas” y la litosfera se enfría más lentamente. Por otro lado, la presencia de discontinuidades litosféricas y las variaciones en la velocidad de deformación, como así también de la magnitud, más la persistencia del campo de esfuerzos, pueden llevar a una fuerte disminución del ritmo de sub-

sidencia, que hace difícil clasificar una cuenca como puramente de *rift*, transtensiva o intracratónica (*sag basin*).

El régimen extensional persistió en el Mesozoico como resultado de la relajación de los esfuerzos compresivos que afectaron el margen occidental de Gondwana. La fase diastrófica Araucana (Jurásico Superior) puso fin a la Cuenca de Tarija y desmembró las cuencas paleozoicas-eomesozoicas, tras separar a la cuenca Tarija de la Chaco-paranaense (Starck: 2002).

De esta manera, se conformó un *rift* del tipo *back arc* cuya localización siguió zonas de debilidad de la litósfera, retrabajada desde el Proterozoico y reactivó antiguas estructuras.

Los depocentros Metán-Alemania-Lomas de Olmedo, fuertemente asimétricos, seguirían la sutura este-noreste y oeste-sudoeste, con polaridad norte, probablemente asociada a la colisión del terreno de Famatina. Se lo podría clasificar como *rift* fósil porque, a diferencia de lo que ocurrió al este con la apertura del océano Atlántico, aquí la extensión se vio interrumpida por el alzamiento de los Andes, cuando la cuenca pasó a ser de antepaís.

La Cuenca Paleozoica ha sido prolífica en cuanto a la producción de petróleo, con 33×10^6 metros cúbicos y fundamentalmente de gas, ya que se han superado los 1.5×10^{11} metros cúbicos.

En el Cretácico se depositaron las facies de *synrift* del Grupo Salta, como resultado de la reinstalación de un régimen

extensivo por el desmembramiento de Gondwana. Se formaron tres cuencas de diseño en planta radial y de perfiles asimétricos, separadas por la dorsal salto-jujeña (ver figura). Se trató, entonces, de un *rift* continental pasivo, cuyo relleno fue controlado por fallas que permitieron la formación de bajos profundos, dominados por sedimentación fina, en situación de infralimentación y con aporte volcánico.

Salfity y Marquillas (1999) sugieren distintos episodios de *rift* (Subgrupo Pirgua) que en este trabajo se interpretan como producto de reactivación. El Subgrupo Balbuena -que sigue a este relleno- correspondería al relleno del *post-rift* temprano (*sensu* Prosser: 1993), caracterizado por facies transgresivas en situación de alta acomodación y pulsos de reactivación tectónica inducidos por los procesos de convergencia del margen pacífico.

La tendencia granocreciente que se observó hacia el tope se debió al aumento de la tasa de aporte, en comparación a la subsidencia que declinaba paulatinamente. El Grupo Santa Bárbara, en cambio, correspondería a *sag* o *post-rift* tardío, que comenzó con pelitas negras y evaporitas en un ambiente hipersalino lacustre. Los basaltos de Palmar Largo subrayan el carácter pasivo del *rifting*.

En el Eoceno la compresión del margen occidental produjo inversión de las subcuencas Tres Cruces y Metán-Alemania, que se incorporaron en el frente de deformación en el Oligoceno (Boll y Hernadez: 1985). La subcuenca de Olmedo sufrió, en cambio, un fuerte descenso del nivel de base con progradación de secuencias. Recién en el Mioceno esta última sufrió una inversión, mientras que en las otras cuencas se depositaron potentes mantos sinorogénicos (Disalvo: 2002).

La Cuenca Cretácica lleva producidos más de 20×10^6 metros cúbicos de petróleo.

Cuenca Cuyana y bolsones intermontanos

Las cuencas triásicas argentinas presentan una orientación noroeste con respecto a la estructura principal de los Andes. Se las considera como *rift* continentales pasivos, ya que que presentan un magmatismo alcalino por bajo porcentaje de fusión del manto y baja penetración astenosférica, típico de cuencas sometidas a extensión por esfuerzos intralitosféricos (Barredo: 2004).

Esta extensión sería el resultado de la variaciones en la topografía dinámica del margen pacífico, que sufría a comienzos del Mesozoico un descenso de la velocidad de subducción, luego de la conformación final del supercontinente Pangea, (posiblemente por la fuerte barrera que encontró la placa descendente en la zona de transición).

Al no haber arrastre, aumentó la flotabilidad de la placa cabalgante, se produjo *unroofing* y rebote isostático. La orientación preferencial se debe al control ejercido por antiguos límites de debilidad de la corteza (Charrier: 1979), correspondientes a terrenos previamente amalgamados (Ramos y Kay: 1991).

La cuenca Cuyana, con 43.000 kilómetros cuadrados, se ubica en las provincias de San Juan y Mendoza, entre los $31^\circ 15'$ y los 36° de latitud sur, con un rumbo general nor-noroeste, paralelo al desarrollo del Grupo Choiyoi (en la figura).

Otras cuencas asociadas a este evento extensivo son las que ocupan los bolsones intermontanos, con una superfi-

cie de 83.000 kilómetros cuadrados. Se las conoce como Bermejo, Marayes, Beazley y Puesto Viejo.

Presentan un perfil asimétrico y su origen se asocia a cizalla simple (e.g. Ramos y Kay: 1991; Barredo: 2004). El relleno es continental y muestra coetaneidad con la etapa tardía del magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi (Barredo y Martínez: 2008).

En particular, la Cuenca Cuyana se desarrolló sobre una corteza normal de 35 kilómetros y con influjo térmico aproximado elevado (de 70mWm^{-2} en Rincón Blanco) y fuerzas relativamente bajas, del orden de 2×10^{12} N/m. Con estas características se forjó una subsidencia rápida que favoreció la acumulación de espesas secuencias en depocentros aislados, limitados por zonas elevadas por efectos de palanca flexural (*sensu* Kusnir y Ziegler: 1992) y/o rebote isostático, más magmatismo local (Barredo y Martínez: 2008).

La cuenca experimentó eventos de reactivación tectónica, correlacionables entre los distintos depocentros. En la subcuenca Rincón Blanco están asociados a la propagación y encadenamiento de segmentos de fallas, relacionados entre sí por una zona de transferencia sin cambio de polaridad. Estas reactivaciones fueron observadas también en los depocentros Cerro Puntudo (Mancurso *et al*: 2010) y en Cacheuta (Kokogian *et al*: 1993). Puede ser correlacionable con reactivaciones de la Cuenca del Bermejo (Milana y Alcocer: 1994). El tercero y más joven de los ciclos sólo ha sido observado en Rincón Blanco, ya que en los otros depocentros está ausente por erosión (Barredo y Ramos: 2009).

La reinsertión de un nuevo período extensional en el margen gondwánico ha sido propuesta por Llambías *et al* (2007) para el Triásico tardío de Cordillera del Viento. Se estima que, durante el desarrollo del tercer ciclo cuyano, disminuyó la velocidad de deformación, mientras la magnitud y persistencia del campo de esfuerzos fue más eficiente hacia el sur.

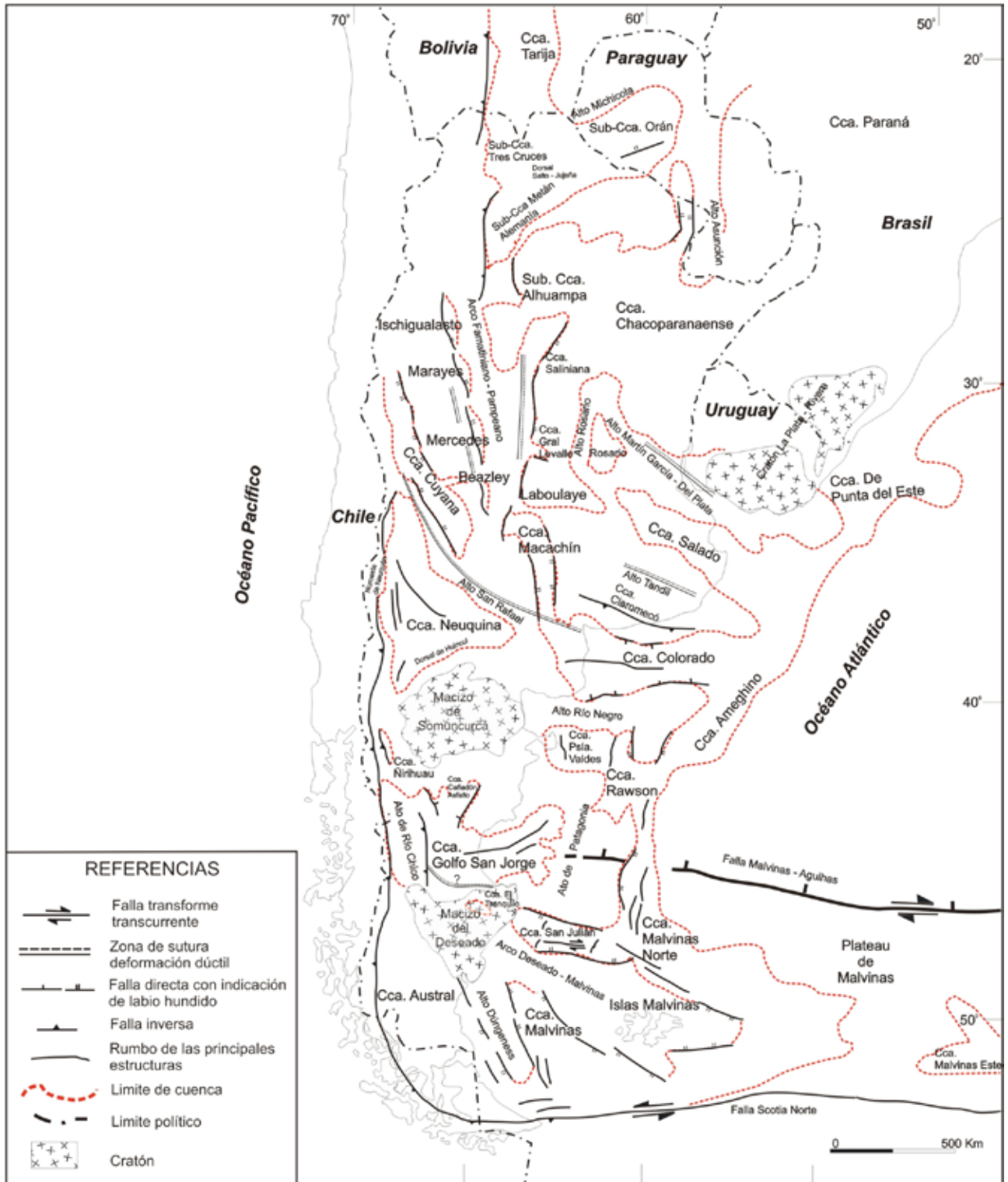
Como ya se vio en párrafos anteriores, la zona de debilidad generada por las colisiones eopaleozoicas y por formación de los Gondwanides, concentró la deformación durante el Neopaleozoico, a lo largo de una faja ancha, donde se formaron las cuencas Tarija, Calingasta - Uspallata, Paganzo, San Rafael y Claromecó.

Durante la ruptura de Gondwana se reactivó esta zona de debilidad a través de esfuerzos extensivos oblicuos que terminaron por aumentar la resistencia de dicha faja (*material hardening*). La extensión migró hacia el oeste, durante la apertura de la Cuenca Neuquina, y dejó desactivadas las cuencas Cuyana y Bermejo. La Cuenca Cuyana no registra depósitos Jurásico-Cretácicos, mientras que la cuenca del Bermejo sí. Ambas tienen depósitos de antepaíses neógenos verdaderamente potentes en la última (Rosello *et al*: 2005).

La Cuenca Cuyana tiene producción de petróleo desde el año 1886 y se estima que sus reservas recuperables van en el orden de los 210×10^6 metros cúbicos de petróleo equivalente.

Cuenca Neuquina

Cubre una región de 115.000 kilómetros cuadrados, hasta alcanzar 7 kilómetros de relleno (como muestra la figura).



Su origen está vinculado a la historia del margen occidental de Gondwana, activo desde el Proterozoico (Ramos: 1988) y condicionando por una subsidencia flexural en la mayoría de las regiones.

En este escenario y para el Pérmico-Triásico, evolucionó un régimen extensional con desarrollo de cuencas de *back arc* que, en algunos casos, generaron engolfamientos en la región del antepaís, como los de las cuencas Río Mayo (Cuenca del Golfo) y Neuquina.

Esta deformación se vio favorecida por el gradiente geotérmico debido al magmatismo de arco que llevó a una disminución de la resistencia de la placa, compuesta por una corteza relativamente espesa (Llambías *et al*: 2007), que permitió el desarrollo de un *rift* amplio con fallas profundas pero que no alcanzó las características de un *Basin and Range*, en el sentido de Buck (1991) y como lo propusieron Uliana *et al* (1989).

La cuenca se rellenó con depósitos continentales clásti-

cos y piroclásticos durante la etapa pre-cuyana, que colmaron depocentros asimétricos, separados por zonas de transferencias y de acomodación.

La extensión se prolongó hasta el Jurásico pero se observó una reactivación importante en el Triásico Superior - Jurásico Inferior (Fernandez Seveso *et al*: 1996; Barredo *et al*: 2008).

El relleno de esta etapa corresponde al Grupo Cuyo, con facies marinas y continentales controladas por variaciones eustáticas (Legarreta y Gulisano: 1989) y tectónicas. La cuenca sigue sometida a subsidencia producto de la extensión de la segunda etapa de *rift*, aunque comienza el pasaje al enfriamiento térmico o *sag*.

Durante el Triásico Superior Alto - Jurásico Inferior, los sectores próximos a la Dorsal de Huincul fueron sometidos a compresión con inversión de antiguas estructuras extensivas (Barredo *et al*: 2008). Como resultado, en el sector oriental de la cuenca (región de Kauffman) continuaron siendo zonas relativamente elevadas que limitaron el ingreso marino de la Formación Molles.

Desde el punto de vista tectosedimentario, esta etapa corresponde a la de una cuenca hambrienta, asimilable al clímax del segundo *rift*. A dicha etapa de máxima creación de espacio le siguió una tendencia general al aumento de la sedimentación con relación a la creación de espacio, que sugiere que la cuenca estaría ya en expansión por

enfriamiento térmico en concordancia con lo propuesto por Gulisano y Gutiérrez Piembling (1994), Fernandez Seveso *et al* (1996) y Cruz *et al* (1999).

La subsidencia del *sag* fue afectada por los reiterados episodios de inversión a la que era sometida la cuenca, que potenciaron o retractaron las variaciones eustáticas concomitantes. Esto favoreció el desarrollo de ambientes continentales y marinos hasta el Paleoceno, momento en que el régimen compresional resultante de la orogenia andina pasó a controlar la subsidencia por flexión litosférica.

Los ambientes sedimentarios de esta etapa quedaron controlados por las características mecánicas de la losa flexurada. Durante los pulsos de carga tectónica, su respuesta elástica permitió el desarrollo de una cuenca amplia, con períodos de bajo nivel de base y el desarrollo de secuencias progradantes. En la etapa de quietud tectónica, la losa relajó los esfuerzos como un medio viscoelástico, y la cuenca sufrió una mayor subsidencia, acompañada de la retrogradación de las secuencias durante las transgresiones marinas si el nivel eustático subía, o del desarrollo de sistemas fluvio-lacustres.

En 1918 se perforó el pozo descubridor en la cuenca y hasta la fecha se han comprobado acumulaciones del orden de 8×10^8 metros cúbicos de petróleo y de 9×10^{11} metros cúbicos de gas, dispuestas en rocas de edades que varían desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Superior.

Cuenca Chacoparanaense

Con 643.000 kilómetros cuadrados, abarca las provincias de Formosa, Chaco, este de Tucumán, Santiago del Estero, Santa Fe, Misiones, Corrientes, Entre Ríos, Córdoba, este de La Pampa y norte de Buenos Aires (ver figura).

Es una cuenca elíptica, cuyo eje está orientado al este-noreste y oeste-sudoeste, con depocentros semicirculares y un relleno de aproximadamente 6 kilómetros de sedimentos, de los cuales casi 2 kilómetros son volcánicos.

Esta cuenca conforma secuencias depositacionales separadas por discordancias, que permiten discriminar la historia tectosedimentaria y geodinámica. En líneas generales, los ciclos sedimentarios están asociados a ambientes marinos y glaciarios hasta el Paleozoico Superior, donde se registran condiciones semiáridas a áridas, que prevalecieron durante el Mesozoico, con la participación de grandes volúmenes de materiales volcánicos (Fernández Garrasino *et al.*: 2005).

El control principal en la inserción de esta cuenca es, sin duda, la existencia de lineamientos proterozoicos noroeste-sureste, heredados de la amalgamación de distintos bloques continentales exóticos y/o perigondwánicos durante el ciclo orogénico Brasiliano-Panafricano, en el Proterozoico Alto-Paleozoico Inferior, para constituir el núcleo de Gondwana (Fernández Garrasino *et al.*: 2005; Tankard *et al.*: 1995).

La existencia de depocentros de *rift* restringidos en los términos más antiguos de la cuenca sugiere un origen vinculado a procesos extensionales paleozoicos acaecidos en el protomargen de Gondwana.

Los *rifts* estarían asociados al margen pasivo cámbrico como remanentes de esa extensión que no prosperó (*failed rift*). Se trata de *rifts* continentales, en el sentido de Allen y Allen (2005), con probable impronta de *back arc* cambro-ordovícica, cuando comenzaron los procesos de subducción en el margen (Ramos: 2000).

Las cubetas de geometría asimétrica Pezzi y Mozetic (1989) estuvieron constituidas por segmentos de fallas de polaridad este que limitaron depocentros restringidos con fuerte control local. Estos depocentros fueron encadenándose y generaron cuencas infralimentadas con dominio de depositación pelítica.

Los depósitos de plataforma de esta serie conformaron ciclos regresivos-transgresivos, resultantes de la variación de la tasa de subsidencia, durante los procesos tectónicos del margen.

Estos depósitos alcanzan los 5000 metros e incluyen materiales ígneos (Fernández Garrasino *et al.*: 2005). La colisión de los terrenos de Famatina y Cuyania, ocurridos entre el Ordovícico y Silúrico (Ramos: 1986) cambiaron el carácter de la subsidencia de la cuenca que pasó a estar afectada por la flexión de la litósfera por carga tectónica, manteniendo la polaridad este, acompañado de magmatismo anorogénico (Ramos: 2000). Esta subsidencia generó la reactivación de antiguas fallas de *rift*, lo que posibilitó el desarrollo de depocentros profundos con bajo aporte de sedimentos y la instalación de condiciones euxínicas, máxime en el período posglacial. En estas condiciones, la supersecuencia (silúrico-devónica, de 1200 metros), mucho más extendida que la Inferior, estuvo constituida por sedimentos marinos, transicionales, continentales y glaciales, cuyas evoluciones registró fuerte control climático y tectónico.

La orogenia Godwánica, que abarcó del Carbonífero Inferior al Triásico Alto - Jurásico Inferior, que creó la formación de los Gondwanides (duToit: 1937) condicionó el depósito de la supersecuencia Carbonífera-Pérmica.

La subsidencia durante esta etapa estuvo asociada a la flexión litosférica como resultado de los procesos orogénicos que sucedían en el borde del cratón; también, estuvo asociada al posterior período de extensión generalizada que antecedió a la ruptura de Pangea.

La asimetría de la cuenca muestra un depocentro al sureste (Pezzi y Mozetic: 1989), que alcanza los 2300 metros de depósitos fluviales a lacustres, glacioluviales, glaciales y transicionales. A partir del Triásico la cuenca adquirió rasgos de una cuenca de *rift* continental, con un depocentro de relleno continental fluvio-lacustre (Fernández Garrasino *et al.*: 2005) controlado por la evolución de las fallas.

En el Jurásico, la litósfera correspondiente a Gondwana fue sometida a dominación por efecto de una anomalía térmica (*hot spot*) previa a la apertura del Océano Atlántico, con inversión de antiguas estructuras extensionales en un proceso de *rifting* activo.

La placa estaba estacionaria y el calor no pudo disiparse lo suficiente. Depósitos fluviales apoyados en discordancia suave sobre el substrato paleozoico de la base de la Formación Tacuarembó (Fernández Garrasino *et al.*: 2005) serían la evidencia de este alzamiento regional, que fue seguido, en el Jurásico-Cretácico, por las coladas de basalto de la Formación Serral Geral.

La subsidencia posterior fue controlada por enfriamiento de la perturbación térmica y por cambios de fase en el manto litosférico, que aportaron los grandes volúmenes de basalto de la gran provincia ígnea de Paraná (*Large igneous province*).

La presencia de los granitos anorogénicos paleozoicos, más las intrusiones, introdujeron una descompensación en las propiedades de la litósfera, en particular en la corteza, de manera que la extensión por enfriamiento térmico que siguió se concentró en estas zonas.

Mecánicamente se trata de una cuenca intracratónica o *sag basin*. Las cuencas intracratónicas son similares a los *rifts* pero están caracterizadas por una subsidencia lenta y prolongada, no asociada directamente al fallamiento. Carecen de controles tectónicos sinsedimentarios importantes y, como la rigidez flexural de la litósfera no permite lograr una compensación isostática durante la carga de sedimentos en la etapa de *synrift*, permanecen descompensadas por largos períodos geológicos.

Los eventos subductivos del margen pacífico también indujeron esfuerzos horizontales intraplaca que reactivaron antiguas fallas de *rifts* y suturas. Además, la migración hacia el este del arco magmático por somerización de la placa oceánica (Jordan *et al.*: 1983) acaecido en el Mioceno, generó una aceleración de la subsidencia, lo que facilitó el ingreso marino del Paranaense, con depósitos de 350 metros de pelitas calcáreas con areniscas y yesos. Desde el Mioceno los depósitos son post-orogénicos (2000 metros) y relacionados con la evolución de los Andes.

En la Cuenca Chacoparanaense se han registrado unos 34.000 kilómetros de líneas sísmicas y se perforaron 36 pozos sin descubrimientos comerciales. La falta de trampas se interpreta como el mayor impedimento en la búsqueda de sistemas petroleros.

Cuencas Macachín, Laboulaye y General Levalle

Conforman una serie de *riffts* asimétricos, pasivos, generados por cizalla simple, donde las fuerzas extensionales intralitosféricas resultaron del acople viscoso entre la litósfera y la astenósfera por efectos de la celda convectiva descendente del futuro margen pasivo (topografía dinámica), combinadas con las fuerzas tectónicas inducidas por el empuje de la placa descendente en el margen pacífico (*downwelling flow*).

En consecuencia, estas cuencas siguen notablemente la fábrica de basamento y pueden ser consideradas como *riffts* continentales (*sensu* Allen y Allen: 2005), con influencia de fábrica discreta, donde el control lo ejercen las suturas eopaleozoicas.

Están asociadas a la acreción del terreno de Córdoba que quedó atrapado (junto con otros), durante la colisión de Pampia, al cratón del Río de La Plata (Ramos: 1988).

La extensión del Mesozoico, disparada por la ruptura de Gondwana, forjó la formación de estas cuencas: no obstante, sólo la Cuenca de Macachín, con sus 15.000 kilómetros cuadrados, es la que más podría asociarse al aulacógeno de la Cuenca del Colorado.

Zambrano (1972) propuso que pudo haber estado conectada a la cuenca de Laboulaye. Chebli *et al.* (2005) proponen la existencia de transferencias con componente dextral. Esas transferencias suelen ser zonas elevadas por efecto de la propagación de los extremos de falla hacia la superficie, constituyéndose en barreras para la sedimentación. No hay pozos perforados en la Cuenca de Macachín.

Las cuencas General Levalle (23.000 kilómetros cuadrados) y Laboulaye (20.000 kilómetros cuadrados) están circunscriptas al ámbito de la cuenca Chacoparanaense (Fernández Garrasino *et al.*: 2005), pero no presentan características evidentes de cuencas intracratónicas desde el punto de vista geodinámico. Son claros ejemplo de *riffts* continentales fósiles, donde varios factores controlantes operaron para dificultar la extensión. Uno de ellos pudo haber sido el endurecimiento de la litosfera como resultado de los reiterados episodios de deformación y el engrosamiento cortical, que dificultaron el *rifting* mesozoico por aumento de la resistencia litosférica.

Asimismo, el descenso de la temperatura que sucedió al período de acreción pudo haber favorecido el enfriamiento del manto litosférico, con un consecuente aumento de viscosidad. Estos mismos factores deben ser tenidos en cuenta al momento de interpretar la cuenca del Rosario que, por su disposición y edad, parece estar más vinculada a la evolución del aulacógeno del Salado que a la de la Cuenca Chacoparanaense.

La Cuenca de Laboulaye no cuenta con pozos en tanto en la General Levalle se perforó un pozo con resultados negativos, interpretándose que debido a la falta de generación de hidrocarburos.

Cuenca de Claromecó

En el Paleozoico, al sudoeste de la plataforma sudamericana, existía un margen activo que conformaba el límite occidental de Gondwana. Este cinturón móvil se conoce

como Gondwanides (Keidel: 1916; Urien y Zambrano: 1996) y se había constituido a lo largo de varios eventos colisionales y orogénicos (Ramos: 1988). A él se asocia la cuenca de Claromecó (Ramos: 1984).

Esta cuenca, que ocupa unos 45.000 kilómetros cuadrados en el continente y 20.000 kilómetros costa afuera, se inició con un proceso de *rifting* en el Proterozoico Alto Cámbrico (Rapela *et al.*: 2003) y posteriormente un desarrollo de margen pasivo, que marca el inicio de la sedimentación de la cuenca.

El margen pasivo eopaleozoico correspondía a una plataforma estable orientada noreste-suroeste que se profundizaba al suroeste. Posteriormente, en el Carbonífero-Permiano, se desarrolló una faja corrida y plegada (Keidel: 1916 y Du Toit: 1937). Estas rocas del extremo sur constituyeron el *wedge top* en el sentido de DeCelles y Giles (1996).

Es una cuenca de antepaís asimétrica y alargada en sentido noroeste-sureste, que se habría formado luego de la colisión del Devónico Superior (Ramos: 1996). Su relleno es neopaleozoico (López Gamundí *et al.*: 1994) con migración al noreste de los depósitos sinorogénicos que alcanzan los 9 kilómetros (Ramos y Kostadinoff: 2005).

Esta cuenca evolucionó hasta el Jurásico, cuando el domamiento térmico y posterior extensión por el desmembramiento de Gondwana, generaron la formación de la Cuenca del Colorado.

En la cuenca de Claromecó se han perforado 4 pozos con resultados negativos (Zilli *et al.*: 2005). Se ha atribuido a la falta de generación de hidrocarburos el mayor inconveniente al no encontrarse un sistema petrolero.

Cuenca Ñirihuau

La Cuenca Ñirihuau se extiende por 15.000 kilómetros cuadrados en los andes patagónicos septentrionales, donde forma parte de la faja corrida y plegada del mismo nombre. Se trata de una cuenca de intra-arco, cuya caracterización geodinámica es compleja debido a la fuerte estructuración a la que ha sido sometida.

La cuenca tendría su origen en el Paleoceno Tardío-Eoceno Medio (Cazau *et al.*: 2005) con el desarrollo del cinturón volcánico Pilcaniyeu, en un ambiente tectónico convergente. La alta velocidad de convergencia y la oblicuidad (Pardo Casas y Molnar: 1984) podrían haber favorecido el desarrollo de una cuenca extensiva (tal vez *back arc*) con fuerte componentes de rumbo. Durante el Oligoceno Inferior y bajo un régimen extensional en el arco y tras arco inducido por la disminución de la velocidad de convergencia con retroceso de la trinchera (Pardo Casas y Molnar: 1987), se produjo la migración del arco al oeste, acompañado de adelgazamiento cortical y el desarrollo de la cuenca de intra arco (Bechis y Cristalini: 2005). Dalla Salda y Franzese (1987) la interpretaron como una cuenca de *pull apart* por la geometría de las secuencias y el arreglo de facies. Sin embargo, la fuerte asimetría de la cuenca y las características del fallamiento extensional sugieren componentes oblicuas (Bechis y Cristalini: 2005), con desarrollo secundario de componentes de rumbo. Durante el Mioceno pasó a estar gobernada por flexión litosférica y adquirió las características de un antepaís de retroarco.

La cuenca es asimétrica, limitada por fallas normales

que controlaron la evolución de una serie de ambientes volcánicos, continentales y marinos, que conformaron dos ciclos (Cazau *et al.*: 2005) asociados a la evolución tectónica del margen subductivo.

El relleno del ciclo basal se caracteriza por la presencia de una serie volcánica riolítica, seguida de una serie andesítica (Cazau *et al.*: 2005) con intercalaciones delgadas de facies fluvio-palustre/lacustres en ambas (Cazau *et al.*: 1989), probablemente desarrolladas en situación de alta acomodación en una cuenca hambrienta en una etapa transgresiva. Culminó con el ingreso marino (Feruglio: 1941), acompañada de desarrollo de sistemas fluvio-deltaicos en arreglos transgresivos-regresivos que marcarían el ritmo de subsidencia.

Los notables cambios de espesores registrados para esta última unidad por Cazau (1972) y Asensio *et al.* (2005), más los arreglos progradacionales y retrogradacionales de las secuencias, sugieren la presencia de bloques intracuencales que separaron depocentros aislados cuya evolución fue controlada por la extensión oblicua que gobernó el *rift* durante el inicio de la etapa de intra-arco.

Un vez consolidada esta cuenca para el Oligoceno (Cazau *et al.*: 2005; Bechis y Cristalini: 2005) y con relación a la migración del arco, el ciclo cuspidal se caracterizó por la presencia de facies volcanoclásticas con alternancia de facies de ambiente marino (Feruglio: 1941; Cazau: 1972, Cazau *et al.*: 2005). Hacia arriba son reemplazados por facies aluviales y lacustres de clímax de *rifting*, que pasaron a secuencias de post *rift* temprano (*sensu* Prosser: 1993), con el desarrollo de ambientes deltaicos y, finalmente, fluviales-lacustres para el *post-rift* tardío. Durante el Mioceno estos depósitos fueron deformados y sobre ellos se depositó la Formación Collón Curá, mientras al sur la deformación compresiva fue posterior y alcanzó estos depósitos sinorogénicos (Cazau *et al.*: 2005).

En la cuenca se cuenta con manaderos de petróleo en la localidad Arroyo de La Mina, un afluente del Río Ñirihuau, ubicado a 15 kilómetros al sur del aeropuerto de San Carlos Bariloche (Cazau *et al.*: 2005) y en las inmediaciones de los pozos Ñirihuau 1 y 2, con TD de 636 mbbp y 1498 mbbp, respectivamente.

Asimismo, se han perforado tres pozos (Ñorquinco x-1; Pichico x-1; Horqueta x-1) con abundantes rastros de petróleo (Cazau *et al.*: 2005).

Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto

Ocupa aproximadamente 72.000 kilómetros cuadrados en la región central de la Patagonia septentrional. Está limitada, al norte, por el macizo Norpatagónico; al oeste, por la Dorsal Concepción-Chubut; y al este, por el alto Río Chico-Sierra Grande.

Se trataría de una cuenca intracratónica o *sag basin* que culminó como una cuenca de antepaís (Cortiñas: 1996). Sin embargo, la asimetría de la cuenca, y el control que el movimiento de las fallas ejercieron sobre la sedimentación sugieren un origen más vinculado a un *rift* continental en el sentido Allen y Allen (2005). La ubicación de este sistema siguió una orientación norte-noroeste (Figari *et al.*: 1996) oblicuo al arco Triásico-Jurásico (Cortiñas: 1984); este control de basamento podría estar asociado a

la presencia de anisotropías de basamento (tal vez, suturas pérmicas).

El relleno de *synrift* triásico-jurásico correspondió al desarrollo de un ambiente fluvio-lacustre con intercalaciones volcánicas. Sigue una reactivación tectónica (Figari y Courtade: 1993) en el Valanginiano-Hauteriviano, luego de lo cual la cuenca pasa a su etapa de *postrift* durante el Cretácico-Terciario. Esta reactivación coincide con los fenómenos transtensivos y extensivos que sufrió la Cuenca del Golfo San Jorge (Strelkov *et al.*: 2005), pero también podría asociarse al pasaje de la etapa de *rift* al *post-rift* temprano, cuando todavía las fallas mantenían actividad pero con notable declinación del ritmo de subsidencia.

En el Terciario la cuenca sufrió inversión y transpresión (Cortiñas: 1996) por la orogenia andina que dio lugar al desarrollo de la Dorsal Concepción-Chubut.

En la cuenca se han perforado los pozos Gorro Frigio es-1 y Paso de Indios es-1, de profundidades finales de hasta 2000 mbbp, con manifestaciones de hidrocarburos. ■

Bibliografía

- Allen, P.A. y Allen, J.R., 2005. *Basin Analysis: principles and applications*. Second edition. Blackwell Scientific Publication, 549 p, Oxford.
- Asensio, M., Zavala, C. y Arcuri, M., 2005. *Los sedimentos terciarios del Río Joyel, provincia de Río Negro, Argentina*. XVI Congreso Geológico Argentino, 271-276 p.
- Baldi, J.E. y Nevistic, V.A., 1996. *Cuenca costa afuera del Golfo San Jorge*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio 10: 171-192 p.
- Barredo, S.P., 2004. *Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan*. Tesis doctoral, 325 p. Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. Inédita.
- Barredo, S.P., 2005. *Implicancias estratigráficas de la evolución de las fallas normales del hemigraben Rincón Blanco, cierre norte de la cuenca Cuyana, provincia de San Juan*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas electrónicas, artículo 9 p. Mar del Plata ISBN 987-9139-40-2.
- Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G. y García, R., 2008. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos; VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas 443-446 p. Noviembre 2008. ISBN 978-987-9139-51-6.
- Barredo, S. y Martínez, A., 2008. *Secuencias piroclásticas triásicas intercaladas en la Formación Ciénaga Redonda, Rincón Blanco, San Juan y su vinculación con el Ciclo Magmático Gondwánico del Grupo Choiyoi*. XII Reunión Argentina de Sedimentología. Mayo 2008.
- Barredo, S. P y Ramos, V.A., 2009. *Características Tectónicas Y Tectosedimentarias del Hemigraben Rincón Blanco: Una Síntesis*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 p. ISSN: 0004-4822.
- Bellahsen, N. y Daniel, J.M. 2005. *Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study*. Journal of Structural Geology, número 27: 769-780.
- Boll, A. y Hernandez, R., 1985. *Área Tres Cruces. Provincia*

- de Jujuy. *Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación como objetivo exploratorio*. Informe inédito. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF)
- Buck, W.R. 1991. *Mode of continental lithospheric extension*. Journal of Geophysical Research número 96, 20161-20178 p.
- Busby, C. y Ingersoll, R. V. 1995. *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Scientific Publication, 579 p. Oxford.
- Cazau, L., 1972. *Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen*. En: Leanza, A.F. (editor): *Geología Regional Argentina: 727-740p*.
- Cazau, L., Manzini, D., Cangini, J. y Spalletti, L., 1989. *Cuenca de Ñirihuau*. En Chebli, G. y Spalletti, L. (editores): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6*. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad de Tucumán: 299-318 p.
- Cazau, L., Cortiñas, J., Reinante, S, Asensio, M., Bechis, F. y Apreada, A., 2005. *Cuenca de Ñirihuau*. En Chebili, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (editores): *Simposio frontera Exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 251-274 p.
- Cortiñas, J., 1984. *Estratigrafía y facies del Jurásico entre Nueva Lubecka, Ferrarotti y Cerro Colorado. Su relación con los depósitos coetáneos del Chubut central*. IX Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 283-299p. Buenos Aires.
- Cortiñas, J., 1996. *La cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I, 147-163 p. Buenos Aires.
- Charrier, R., 1979. *El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina, una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática*. Comunicaciones Universidad de Chile, Departamento de Geología, 26: 1-37 p.
- Chebli, G.A., Spalletti, L.A, Rivarola, D., Elorriaga, E y Webster, R.E., 2005. *Cuencas Cretácicas de la Región central de la Argentina*. En Chebili, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (editores): *Simposio frontera Exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos 193-215 p.
- Cruz, C., 2005. *El gran desafío de ampliar las fronteras de la exploración*. Petrotecnia, diciembre 2005, 8-21 p.
- Cruz, C.E., Robles, F., Sylwan, C.A y Villar, H.J., 1999. *Los sistemas petroleros jurásicos de la Dorsal de Huincul. Cuenca Neuquina. Argentina*. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas. Tomo I: 175-195 p. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y Franzese, J., 1987. *Las megafracturas del Macizo y la Cordillera Norpatagónica y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias*. Revista Geológica de Chile N° 31, 3-13 p.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.A, 1996. *Foreland basins systems*. Basin Research, 8:105-123 p.
- Disalvo, A., 2002. *Cuenca del Noroeste: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera*. En Schiuma, M., Vergani, G. y Hinterwimmer, G. (editores): *Las Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 663-677 p.
- duToit, A.L., 1937. *Our wandering continents*, 336 p. Oliver and Boyd, Edinburgh
- Fernandez Garrasino, C., Laffitte, G y Villar, H., 2005. *Cuenca Chacoparanaense*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina: 97-114 p.
- Fernandez Seveso, F. y Tankard, A., 1995. *Tectonics and stratigraphy of the late Paleozoic Paganzo Basin of western Argentina and its regional implications*. En Tankard, A. J. y Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (editores): *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. Memoria: 285-301 p. Tulsa.
- Fernandez Seveso, F, Laffitte, G.A. y Figueroa, D., 1996. *Nuevos plays jurásicos en el engolfamiento neuquino, Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas I: 281 p.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja 40B, San Carlos de Bariloche*. Boletín de Informaciones Petroleras N° 18 (200), 27-64 p.
- Figari, E., Courtade, S. y Constantini, L., 1996. *Mapa geológico satelital de la Cuenca Cañadón Asfalto, área CGSJ-V (Gorro Frigio), entre Gan Gan y la Sierra Cuadrada*. YPF. Provincia del Chubut. Buenos Aires.
- Figari, E., y Courtade, S., 1993. *Evolución tectosedimentaria de la Cuenca Cañadón Asfalto*, Chubut Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, acta 1, 66-77 p.
- Figueiredo, A.M., Miranda, A.P., Ferreira, R.F. y Zalan, P.V., 1996. *Cuenca de San Julián*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio: 193-212 p.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. *Cuenca del Colorado*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio: 135-158 p.
- Galeazzi, J.S., 1996. *Cuenca de Malvinas*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio: 273-309 p.
- González, M., Tabeada, R. y Stinco, L., 2002. *Cuenca del Golfo San Jorge, Flanco Norte*. En Schiuma, M., Vergani, G. y Hinterwimmer, G. (editores): *Las rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 135-154 p.
- Gulisano, C. y Gutiérrez Pleimling, A., 1994. *Field trip guidebook, Neuquina Basin, Neuquen Province*. IV International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology.
- Jordan, T.E., Isaacks, B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W., 1983. *Mountain building in the Central Andes*. Episodio 3: 20-26 p.
- Juan, R., de Jager, J., Russell, J y Gebjard, I., 1996. *Flanco norte de la Cuenca del Colorado*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio 117-133 p.
- Holdsworth, R.E., Hand, M., Miller, J.A. y Buick, I.S. 2001. *Continental reactivation and reworking: an introduction*. En Miller, J.A., Holdsworth, R.E., Buick, I.S. & Hand, M. (editores) *Continental Reactivation and Reworking*. Geological

- Society, Londres, Special Publication 184, 1-12 p.
- Huismans, R. S., Podladchikow, Y. y Cloetingh, S., 2001. *Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere*. Journal of Geophysical Research 106: 11.271-11.291 p.
- Keidel, J., 1916. *La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes*. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales XI (3): 1-78 p.
- Kokogian, D.A., Seveso, F.F. y Mosquera, A., 1993. *Las secuencias sedimentarias triásicas*. En Ramos V.A. (editor), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geología Argentina y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio I (7): 65-78 p, Mendoza.
- Kuszniir, N.J. and Ziegler, P.A., 1992. *The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation; a simple shear/pure shear flexural cantilever model*. Tectonophysics, 215: 117-131 p.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. *Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior)*. En Chebli, G. y Spalletti, L. (editores): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad de Tucumán, 221-243 p. San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O., 2007. *Evolución Tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la cordillera del Viento (37°05'S – 37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2): 217-235 p.
- López Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conaghnam, P.J., Powel, Mac A. y Veevers, J.J., 1994. *Southern South America*. En Veevers, J.J. y Mac A. Powell (editores): *Permian-Triassic Pangea basins and floodbelts along Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America. Memoria 184: 281-329 p.
- Mancuso, A.C., Chemale, F., Barredo, S.P., Ávila, J.N., Ottone, G y Marsicano, C., 2010. *Age constraints for the northernmost outcrops of the Triassic Cuyana Basin, Argentina*. Journal of Southamerican Earth Sciences. (en prensa).
- Marinelli, R.V. y Franzin, H.J., 1996. *Cuencas Rawson y Península Valdés*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio 159-169 p.
- Milana, J.P. y Alcober, O., 1994. *Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina)*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 217-235 p.
- Palma, M.A., 1989. *La evolución tectosedimentaria durante el ciclo gondwánico en la región extraandina de la provincia de Santa Cruz*. Reunión sobre geotranssectas de América del sur. Mar del Plata, 102-105 p. Montevideo.
- Pardo Casa, F. y Molnar, P., 1984. *Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time*. Revista Tectonics N° 6, 233-248 p.
- Peroni, G., Cagnolatti, M. y Pedrazzini, M., 2002. *Cuenca Austral: Marco geológico y reseña histórica de al actividad petrolera*. En Schiuma, M., Vergani, G. y Hinterwimmer, G. (editores): *Las rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 11-20 p.
- Pezzi, E.E. y Mozetic, M.E., 1989. *Cuencas sedimentarias de la región chacoparanaense*. En Chebli, G. y Spalletti, L. (editores): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad de Tucumán: 65-78 p, San Miguel de Tucumán.
- Prosser, S. 1993. *Rift-related linked depositional systems and their seismic expression*. En Williams, G.D. y Dobbs, A. (editores): *Tectonic and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society of London. Special Publication 71, 35-66 p.
- Ramos, V.A., 1984. *La Patagonia: ¿un continente a la deriva?* IX Congreso Geológico Argentino 2: 311-328 p.
- Ramos, V.A., 1986. *El diatrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste argentino*. Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, Jujuy 6: 104-118 p.
- Ramos, V.A., 1988. *Tectonic of the Late Proterozoic – Early Paleozoic: a colisional history of Southern South America*, Episodios 11(3): 168-174 p.
- Ramos, V.A., 1996. *Evolución Tectónica de la Plataforma Continental Argentina*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio 21: 385-404 p.
- Ramos, V.A., 2000. *The Southern central Andes*. En Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A y Campos, D.A. (editores): *Tectonic Evolution of South America*. XXXI International Geological Congress: 561-604 p. Brasil.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. (1991). *Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, Central Argentina*. En Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (editors) *Andean Magmatism and its Tectonics Setting*, Geological Society of America, Special Paper V, 265, 79-91 p.
- Ramos, V.A. y Konstadinoff, J., 2005. *La Cuenca de Claromecú*. En Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E.J. (editores): *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. XVI Congreso Geológico Argentino. Relatorio, 473-480 p.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. Fanning, C.M. y Greco, L.E., 2003. *Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana*. Journal of the Geological Society, London, 160: 613-628 p.
- Robbiano, J.A. y Arbe, H.A. y Gangui, A., *Cuenca Austral marina*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13º Congreso Geológico Argentino y 31º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio, 323-341 p.
- Ross, J.G., Pinchin, J, Griffin, D.G., Dinkelman, M.G., Turic, M y Nevistic, V.A., 1996. *Cuencas de Malvinas Norte*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio: 253-271 p.
- Rossello, E.A, Limarino, C.O, Ortiz, A. y Hernández, N., 2005. *Cuencas de los Bolsones de San Juan y La Rioja*. En

- Chebli, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (editores): *Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 147-173 p.
- Runkel, A.C. Millar, J.F., McKay, R.M., Palmer, A.R. and Taylor, J.F., 2007. *High-resolution sequence stratigraphy of lower Paleozoic sheet sandstones in central North America: The role of special conditions of cratonic interior in development of stratal architecture*. Geological Society of America Bulletin 119 (7/8): 860-881 p.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1999. *La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino*. En Caminos, R. (editor): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 20, 613-626 p.
- Salomone, F., Biocca, M.I., Amoroso, A., Arocena, J.C., Ronaduan, G., Guerberoff, D. Y Palacio, L., 2002. *Cuenca del Golfo San Jorge, Flanco Sur*. En Schiuma, M., Vergani, G. y Hinterwimmer, G. (editores): *Las rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 155-174 p.
- Schlische, R.W., Withjack, M.O. y Eisenstadt, G. 2002: *An experimental study of the secondary deformation produced by oblique-slip normal faulting*. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 86, 885-906 p.
- Starck, D., 1995. *Silurian-Jurassic Stratigraphy and basin evolution of Northwestern Argentina*. En Tankard, A.J. Suarez, R.S. y Welsink, H.J. (editores): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. Memoria 62, 251-267 p.
- Starck, D., Rodríguez, A. y Constantini, L., 2002. *Los Reservorios de las formaciones Tupambí, Tarija, Las Peñas y San Telmo*. En Schiuma, M., Vergani, G. y Hinterwimmer, G. (editores): *Las rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 699-716 p.
- Strelkov, E., Clavijo, R., Suarez, F., Rodríguez, J. Basile, Y. y Managua, J., 2005. *Cuenca del Golfo San Jorge*. En Chebli, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (editores): *Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 275-288 p. Mar del Plata.
- Sylwan, C.A., Rodríguez, J.F y Strlekov, E.E., 2008. *Petroleum System of the Golfo San Jorge basin, Argentina*. En Cruz, C. E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J. y Villar, H.J. (editores): *Sistemas Petroleros de las cuencas andinas*. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Imaginando un nuevo siglo: 53-78 p.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsik, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., França, A.B., Milani, E.J., Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H. Wiens, F., Cirbián, M., López-Paulse, O., Germs, G.J.B., Dewit, M.J., Machacha, T. y Millar, R.M.G., 1995. *Structural and tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic*. En Tankard, A. J. y Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (editores): *Petroleum basins of South America*. American Association of petroleum geologists. Memoria 62, 5-52 p. Tulsa.
- Tavella, G.F. y Wright, Ch. G., 1996. *Cuenca del Salado*. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13º Congreso Geológico Argentino y 31º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio: 95-116 p.
- Turic, M., 2009. *La exploración en el margen continental y sus perspectivas*. Petrotecnia, abril 2009, 10-16 p.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T., Cerdan, J., 1989. *Mesozoic extension and the formation of the Argentine Sedimentary Basins*. En Tankard, A. J., Balkwill, H.R., (editores): *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoria 46, 599-613 p.
- Urien, C.M. y Zambrano, J.J., 1996. *Estructura de la Plataforma Continental Argentina*. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (editores): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y XXXI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Relatorio, 29-66 p.
- Vayssaire, A., Prayitno, W., Figueroa, D. y Quesada, S., 2008: *Petroleum system of deep water Argentina: Malvinas and Colorado basins*. En Cruz, C. E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J. y Villar, H.J. (editores): *Sistemas Petroleros de las cuencas andinas*. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Imaginando un nuevo siglo: 33-51 p.
- Zambrano, J.J. 1972. *La Cuenca del Colorado*. En Leanza, A.F. (editor): *Geología regional argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 419-438 p. Córdoba.
- Zilli, N., Vallejo, E., Pelliza, H. y Dos Santos, P., 2005. *El esfuerzo exploratorio en Argentina*. En Chebli, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (editores): *Simposio frontera Exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 5-40 p.

Silvia P. Barredo

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA; Instituto Tecnológico de Buenos Aires, ITBA; Instituto del Gas y del Petróleo, UBA.

Doctora en Geología de la FCEyN (UBA).

Profesora de la carrera Ingeniería en Petróleo y del posgrado del Instituto Tecnológico Buenos Aires. Además, profesora del posgrado del Instituto del Gas y del Petróleo de la Universidad de Buenos Aires. Autora de publicaciones nacionales e internacionales referidas a tectónica y sedimentación y a geodinámica de cuencas sedimentarias.

Luis P. Stinco

Licenciado en Ciencias Geológicas de la FCEyN (UBA).

Vicepresidente de Desarrollo de Activos de Occidental Argentina Exploration and Production, Inc. Profesor de la carrera de Ingeniería en Petróleo y del posgrado del Instituto Tecnológico Buenos Aires. Asimismo, profesor del posgrado del Instituto del Gas y del Petróleo de la Universidad de Buenos Aires.