

ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO, PROVINCIA DEL CHUBUT, ARGENTINA

Eduardo G. Figari¹, Roberto A. Scasso², Rubén N. Cúneo³, Ignacio Escapa³

¹ Repsol S.A., Madrid, España. efigari@repsol.com

² IGEBA-Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. rscasso@gl.fcen.uba.ar

³ CONICET-Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Av. Fontana 140, Trelew, Argentina. rcuneo@mef.org.ar; iescapa@mef.org.ar

ARTICLE INFO

Article history

Received April 24, 2015

Accepted December 22, 2015

Available online December 30, 2015

Handling Editor

Ernesto Schwarz

Keywords

Cuenca de Cañadón Asfalto

Chubut

Geología

Estratigrafía

Sedimentología

Evolución geológica

RESUMEN

La Cuenca de Cañadón Asfalto, ubicada entre el Macizo Nordpatagónico y la Cuenca del Golfo San Jorge, presenta una importante columna de sedimentos jurásicos y cretácicos acumulados en hemigrábenes pertenecientes a un sistema de *rift* formado durante la fragmentación de Gondwana. La Cuenca de Cañadón Asfalto incluye varios depocentros sedimentarios denominados Gastre, Gan Gan, Fossatti, Valle de General Racedo, Gorro Frigio y Paso de Indios, limitados por bloques basamentales en zonas de transferencia. La columna sedimentaria jurásica y cretácica puede dividirse en tres megasecuencias principales (J_1 , J_2 y K) separadas entre sí por discordancias de significado regional que se apoyan sobre un basamento de metamorfitas y granitoides del Paleozoico. La Megasecuencia J_1 está constituida por la Formación Las Leoneras, la Formación Lonco Trapial y la Formación Cañadón Asfalto, y su edad se extiende entre el Hettangiano-Sinemuriano/Pliensbachiano y el Bajociano tardío. Se acumuló en ambientes fluvial, lacustre y volcánico durante los estadios incipiente a juvenil del *rift*. La Megasecuencia J_2 incluye sedimentos aluviales y lacustres continentales correspondientes a la Formación Cañadón Calcáreo, de edad oxfordiana-kimmeridgiana, que se depositaron en depocentros parcialmente coincidentes con los anteriores durante una reactivación tectónica multiepisódica del *rift*. Durante el Tithoniano tardío – Hauteriviano existe un importante hiato estratigráfico. Durante este lapso se generaron esfuerzos transpresivos-transtensivos con rotación de bloques a escala regional, que originaron levantamientos de grandes áreas de la cuenca y la subsecuente erosión de zonas extensas, aunque el entorno tectónico y su correspondiente campo de esfuerzos se encuentran aún en discusión. El posterior colapso de estas áreas elevadas, con un control tafrogénico inicial y una posterior subsidencia termal, permitió el desarrollo del espacio disponible para la acumulación de la Megasecuencia K , formada por los niveles continentales del Grupo Chubut del Barremiano-Campaniano, al cual le siguieron los depósitos marinos y litorales de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán del Campaniano-Daniano, representativos de la primera transgresión atlántica en la cuenca. Como consecuencia de los procesos detallados más arriba, una marcada discordancia angular separa a la base de la Megasecuencia K de todos los depósitos más antiguos de la cuenca. Posteriormente, durante el Paleoceno tardío-Eoceno, se produjo un episodio tectónico compresivo en el margen occidental de la cuenca, seguido por la acumulación del Complejo Volcánico y Piroclástico del Río Chubut Medio en

ambientes de calderas asociadas a un vulcanismo de retro-arco. En el Oligoceno?-Mioceno a Reciente se produjo el levantamiento y la inversión tectónica de la mayor parte de la Cuenca de Cañadón Asfalto, representado por fallamiento generalizado y por plegamiento localizado de intensidad y estilo variables. En este momento se desarrollaron pequeñas cuencas intermontanas limitadas por fallas.

EXTENDED ABSTRACT

Stratigraphy and geologic evolution of the Cañadón Asfalto Basin, Chubut Province, Argentine

The Cañadón Asfalto Basin, situated in central Patagonia between the North Patagonian Massif and the Golfo San Jorge Basin (Fig. 1), comprises a thick column of Jurassic and Cretaceous sediments accumulated in several depocenters separated by transference zones of basement blocks, namely the Gastre, Gan Gan, Fossatti, Valle de General Racedo, Gorro Frigio and Paso de Indios depocenters (Figs. 2-4). They were included in a major rift zone that later evolved in a complex way with several deformation phases. Sediments were grouped into three megasequences (**J₁**, **J₂**, and **K**) separated by regional unconformities (Fig.5), overlying a Paleozoic basement, composed of schists and granitoids. The **J₁** Megasequence (Hettangian-Sinemurian?/Pliensbachian to late Bajocian) is composed of the Las Leoneras Formation, the Lonco Trapial Formation and the Cañadón Asfalto Formation (Figs. 6, 7). The two latter were classically considered of Middle to Late Jurassic age but new interpretations indicate these thick sedimentary-volcanic successions are older (Early to Middle Jurassic), and were accumulated in a relatively short period of time. The passage between units is regarded as transitional in spite of the fact that they are locally separated by erosive or angular unconformities. These discontinuities are typical of high-relief volcanic environments and therefore they lack regional significance. The rift evolved from incipient to juvenile during the sedimentation of the **J₁** Megasequence. Sedimentation took place in continental environments (fluvial, lacustrine and volcanic) with high volcanoclastic input. The wet, temperate/warm climate favoured a high biodiversity. The black shales of the Cañadón Asfalto Formation represent the Toarcian anoxic global event.

The **J₂** Megasequence (Figs. 8-12) comprises the thick succession of alluvial and lacustrine sediments of the Cañadón Calcáreo Formation (Oxfordian-Kimmeridgian), which is separated by an angular unconformity from the Cañadón Asfalto Formation. These Late Jurassic sediments were accommodated in small half-grabens limited by uplifted mountain blocks, in a basin-and-range-like landscape, separated by transference areas, synchronically with a tectonic reactivation of the rift. The **J₂** Megasequence is partially equivalent to the Anticlinal Aguada Bandera Formation in the Golfo de San Jorge Basin. The warm/temperate climate with dry periods allowed the development of a diverse biota with a rich palynological association in fish-bearing black shales. These shales are overlain by a progradational fluvio-deltaic succession, swiftly accumulated in a short period of time (about 1 Ma), which was partially or totally eroded previously to the Chubut Group sedimentation.

From the Tithonian until the Hauterivian an important stratigraphic gap exists. Initially a regional tectonism took place, related to a dextral shear system that uplifted large areas into the basin. Partial block rotation in a transpressive-transpressive regime controlled by old tectonic lineaments occurred, although the mechanisms of uplifting are not definitely established. The northwest-oriented master faults of the original rift were inverted and sedimentation in the basin almost ceased. This is the most significant tectonic event in the basin and it is recorded by an angular unconformity that separates the Grupo Chubut from the older units. Facies and thickness changes in the basal units of the **K** Megasequence suggest accommodation space formation at the end of this stage was controlled by active faulting.

The **K** Megasequence (Figs. 13, 14) includes the terrestrial beds of the Chubut Group deposited in Barremian-Campanian times, as well as the shallow-marine deposits of the Paso del Sapo and

Lefipán Formations (Campanian-Danian), which represent the first Atlantic transgression into the basin. Both units are separated by a slightly angular unconformity that points to some local tectonism in the Late Cretaceous. The mountain systems collapsed and the basin expanded with a typical sag style because of the slow dissipation of the thermal anomaly of the rift, giving place to the accumulation of thick continental sediments of the Chubut Group unconformably overlying all the older units and also the basement. The NW-SE-oriented faults were not anymore the main control in the basin configuration and they were totally or partially replaced by E-W faults, already present in the original grain of the basement. North-south extension, orthogonal to the Pacific subduction margin, took place during this period.

Contractional deformation occurred in the western area of the basin during the Paleocene-Eocene and subsidence ceased in the remaining of the basin. This indicates an "old" back-arc compressive deformation represented in the Cañadón Asfalto Basin by the Complejo Volcánico y Piroclástico del Río Chubut Medio, accumulated in caldera settings.

Tectonic inversion (Fig. 15) and generalized uplift took place in Oligocene?-Miocene to Recent times, represented by local folding of high variable style and intensity, and generalized faulting of the rocks, represented by several fault systems. Some of the Mesozoic depocenters were totally exposed, whereas others remained partially buried and new Miocene depocenters were formed. The Sierra de Traquestrén was uplifted during this period, along an extensive, NW-SE-oriented fault, that was the former limit of an extensional depocenter. Uplifting was contemporaneous to the formation of the Sierra de San Bernardo in the Golfo de San Jorge basin, located to the southeast of the basin reported in this contribution.

Keywords: Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina, Geology, Stratigraphy, Sedimentology, Geological evolution.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Cañadón Asfalto (*sensu lato*), ubicada a gran escala entre el Macizo Nordpatagónico y la Cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 1), comenzó a ser considerada como una cuenca independiente

recién en los años 90 (Homovc *et al.*, 1991; Figari *et al.*, 1992a,b). Su evolución y extensión fueron tratadas poco después por Figari y Courtade (1993) y Figari *et al.* (1994a). Por otro lado, Cortiñas (1996), basándose esencialmente en la distribución del Grupo Chubut, delineó la posible continuidad de la cuenca hacia el norte y el este, por debajo de los basaltos cenozoicos de la Meseta de Somuncurá, en lo que denominó Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto. Originalmente, tanto la cuenca como su unidad emblemática, la Formación Cañadón Asfalto (*sensu stricto* Stipanovic *et al.*, 1968), habían sido situadas en el contexto geológico del Macizo Nordpatagónico o del Chubut Extraandino (e.g., Stipanovic y Methol, 1980; Lesta *et al.*, 1980; Uliana y Biddle 1987; Page *et al.*, 1999), debido a su posición geográfica intermedia entre ambas unidades morfoestructurales.

Homovc *et al.* (1991) y Figari y Courtade (1993) agruparon las unidades litoestratigráficas de la Cuenca de Cañadón Asfalto en megasecuencias, y vincularon los depósitos sedimentarios a las distintas fases evolutivas de una cuenca de *rift*. Durante los años posteriores numerosos trabajos de detalle incluyendo análisis de facies, bioestratigrafía, petrología, tectónica y geocronología (e.g., Page y Page, 1993; Lizuaín y Silva Nieto, 1996; Cabaleri y Armella, 1999; Silva Nieto *et al.*, 2002b, 2003, 2007; Cabaleri *et al.*, 2005; Figari, 2005; Escapa *et al.*, 2008b; Volkheimer *et al.*, 2008, 2009; Ranalli *et al.*, 2011; Cúneo *et al.*, 2013; Scasso *et al.*, 2013; Zaffarana *et al.*, 2013) han contribuido a lograr un conocimiento más detallado de la estratigrafía, naturaleza del relleno y evolución tectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto.

El objetivo del presente trabajo es actualizar el marco tectono-estratigráfico de la Cuenca de Cañadón Asfalto (*sensu stricto*), es decir respetando su definición original y la de las megasecuencias que constituyen su relleno, a la luz de nuevos estudios sedimentológicos y estratigráficos sólo parcialmente publicados (e.g., Cúneo *et al.*, 2013; Scasso *et al.*, 2013), de la naturaleza de las discontinuidades entre las diferentes unidades estratigráficas y de nuevas dataciones radiométricas. Luego de analizar el relleno, se ajustó el marco tectono-temporal de la cuenca y, siguiendo en general la idea de que la cuenca se originó como un sistema de *rift* durante la fragmentación de Gondwana, se discuten las alternativas que han sido planteadas en la literatura. Además se aportan nuevos datos sobre el contenido

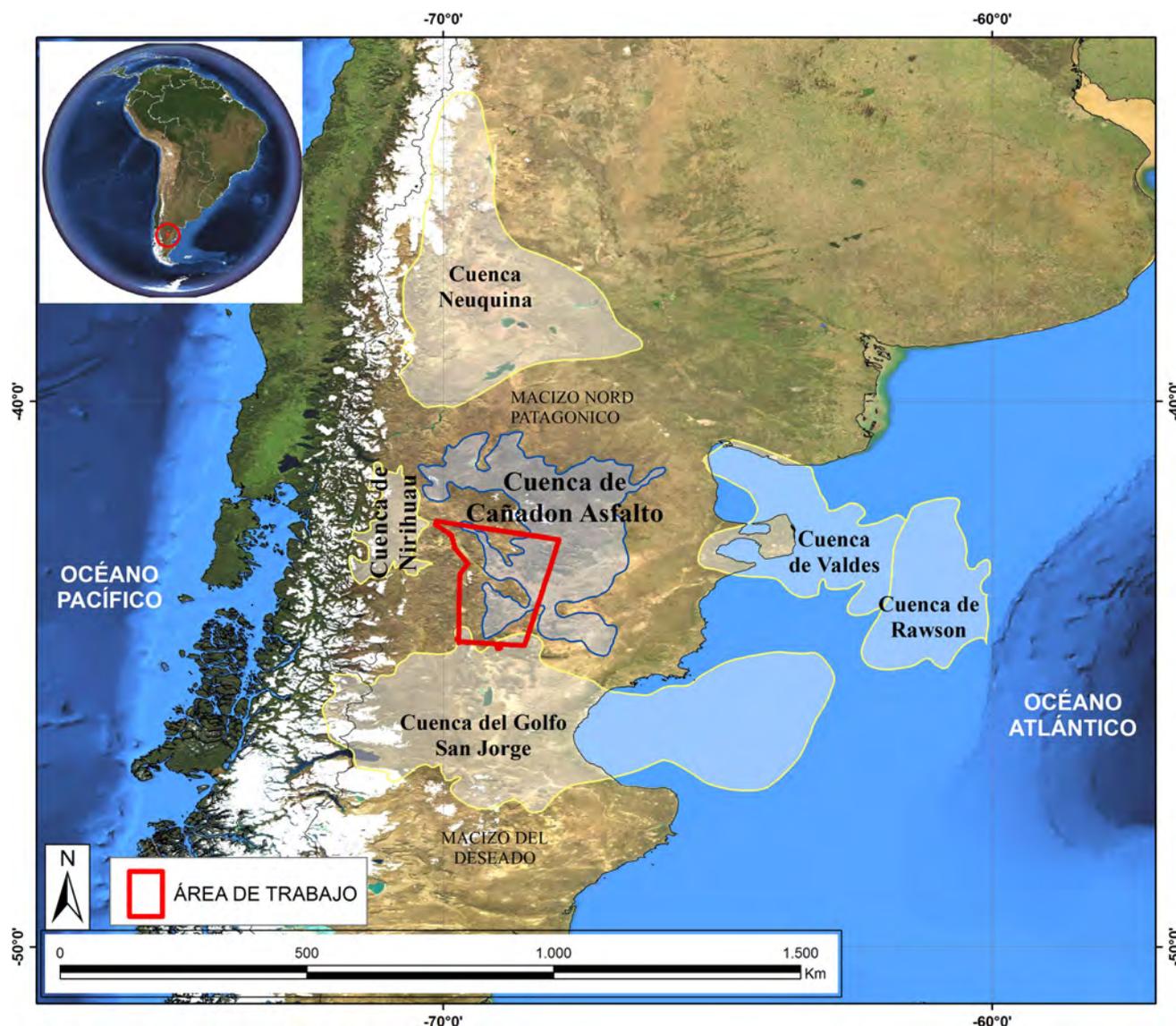


Figura 1. Mapa de ubicación de la cuenca de Cañadón Asfalto y su relación con las cuencas sedimentarias vecinas.
Figure 1. Location map of the Cañadón Asfalto Basin and its relationship with neighbour basins.

paleontológico, la edad y distribución de las rocas correspondientes a varios eventos significativos en la evolución de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Entre ellos, en particular, se hace hincapié en: 1) la sedimentación en los estadios iniciales de la cuenca, durante el Jurásico Temprano; 2) la relación entre los sedimentos lacustres y los niveles basálticos de la parte inferior de la Formación Cañadón Asfalto (Figari, 2005); 3) la correlación de los depósitos del Toarciense con eventos regionales de Gondwana austral; 4) la edad y distribución de la Formación Cañadón Calcáreo, unidad que se encuentra cubriendo a la Formación Cañadón Asfalto por debajo

de la importante discordancia en la base del Grupo Chubut, y que fuera asignada alternativamente al Jurásico Tardío o al Cretácico Temprano; y 5) los ambientes sedimentarios en los que se acumularon los depósitos de la Formación Cañadón Calcáreo.

MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA

La Cuenca de Cañadón Asfalto (*sensu lato*) limita al noroeste con la cuenca de Niriuhau (Cazau *et al.*, 1989) y al sur del depocentro Paso de Indios, con el Alto de Cotricó, elemento estructural que la separa de la Cuenca del Golfo San Jorge, por lo menos

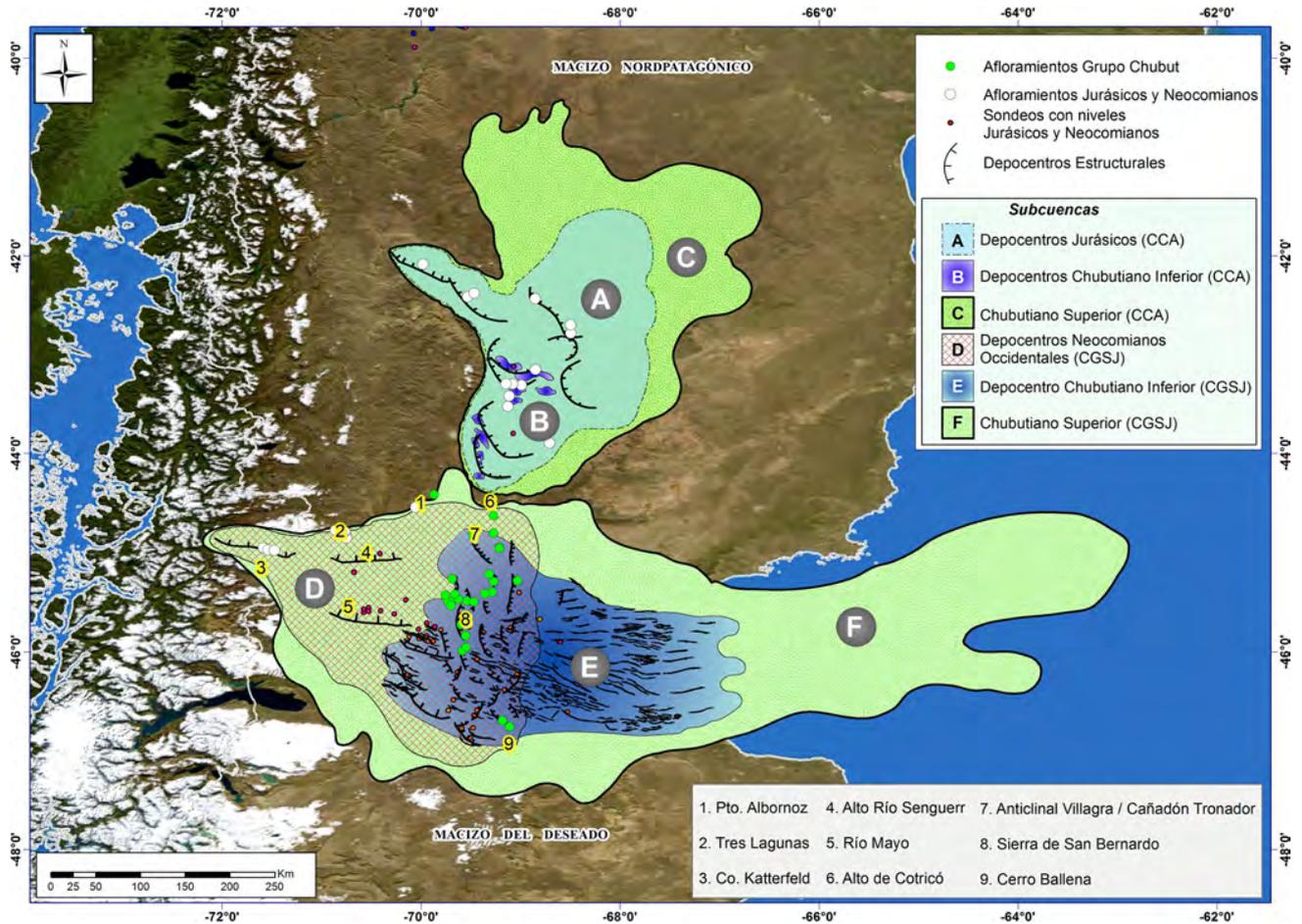


Figura 2. Mapa esquemático mostrando las distintas subcuencas y depocentros en el ámbito de las Cuencas de Cañadón Asfalto (CCA) y del Golfo San Jorge (CGSJ).

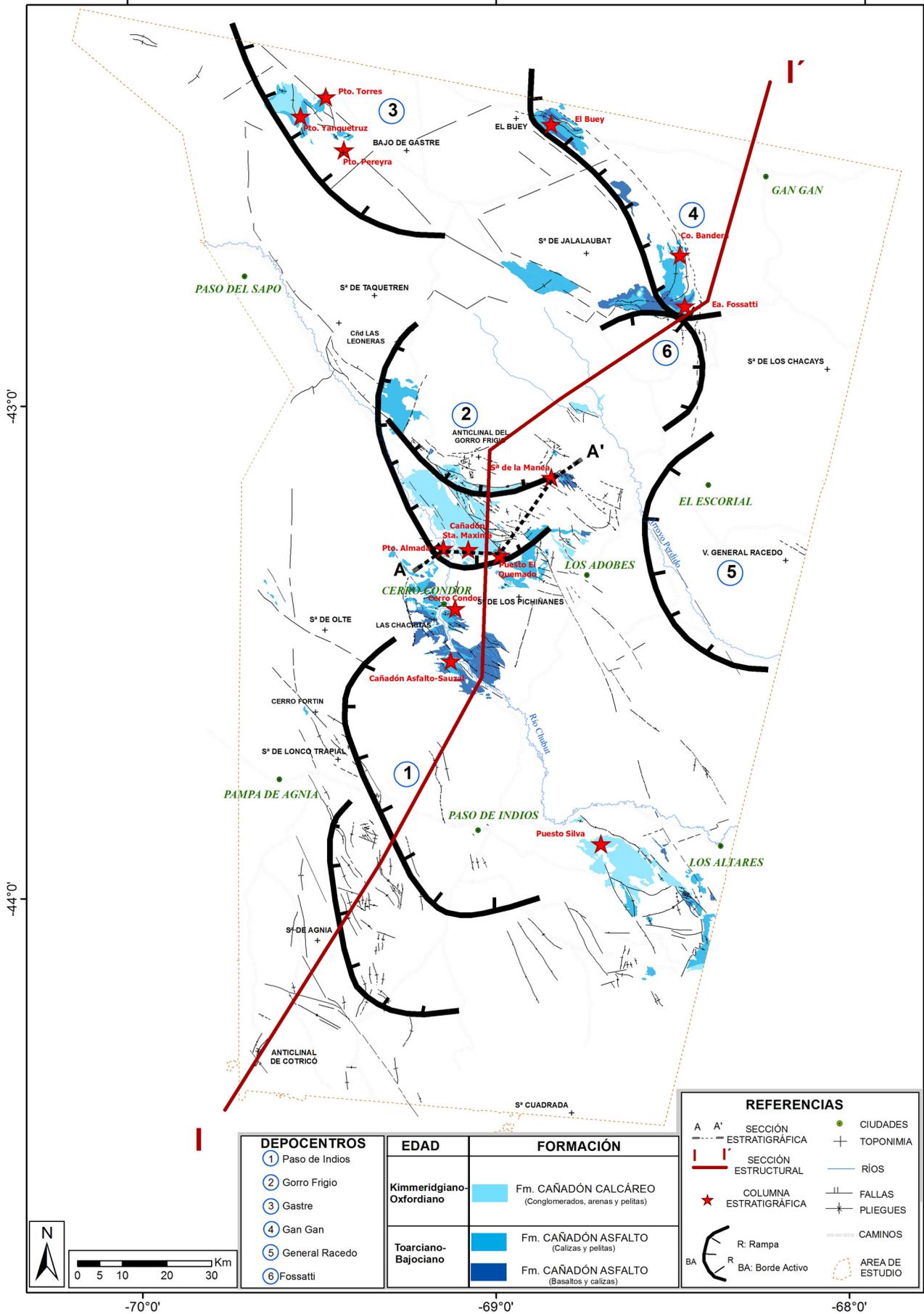
Figure 2. Sketch map showing depocenters and sub-basins in the Cañadón Asfalto Basin (CCA) and Golfo San Jorge Basin (CGSJ).

hasta la depositación del Grupo Chubut (Figari *et al.*, 1999, 2002; Allard *et al.*, 2015). Al suroeste se desarrolla un conjunto de cuencas menores (o subcuencas) en las áreas de Puesto Albornoz, Río Senguerr y Río Mayo, que poseen importantes columnas jurásicas y neocomianas. Hacia el norte se extendería más allá del Bajo de Gan Gan por debajo de la cobertura basáltica cenozoica de Somuncurá hasta los afloramientos basamentales de Macizo Nordpatagónico (Cortiñas, 1996; Figari 2005). Este trabajo se focaliza en el área occidental de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Fig. 1), en donde se encuentra la mayor cantidad de afloramientos y depocentros jurásicos reconocidos en subsuelo.

En el mapa esquemático de la figura 2 (Figari, 2014) se muestran las distintas subcuencas y depocentros en el ámbito de las cuencas de Cañadón Asfalto (CCA) y Golfo San Jorge (CGSJ). En realidad

los perímetros con los que se describen generalmente las dos cuencas responden al área de distribución de los depósitos que se asignan al Grupo Chubut superior (Aptiano/Campaniano). Sin embargo, las áreas que reponden al Grupo Chubut inferior (Barrémiano/Aptiano) se encuentran más limitadas y controladas tafrogénicamente. Por último, las áreas asociadas al *rifting* Jurásico y Neocomiano se encuentran claramente restringidas. Es por ello que se propone utilizar al área identificada en el mapa para los depocentros Jurásicos como el perímetro conocido más apropiado para describir la cuenca, en lo que llamamos Cuenca de Cañadón Asfalto *sensu stricto*.

La Cuenca de Cañadón Asfalto incluye entonces varios depocentros sedimentarios, referidos como Gastre, Gan Gan, Fossatti, Valle de General Racedo, Gorro Frigio y Paso de Indios (Fig. 3), los cuales



coinciden parcialmente con los definidos por Silva Nieto *et al.* (2007), y que se caracterizan por contener un mayor espesor de sedimentos mesozoicos que el resto de la cuenca Cañadón Asfalto (*sensu lato*). Si bien estos depocentros fueron definidos inicialmente sólo con geología de superficie, su existencia fue confirmada durante la década del 90 con gravimetría, sísmica y sondeos. Modelados gravimétricos recientes en el depocentro de Gastre (Lince Klinger *et al.*, 2011) ratificaron la geometría propuesta. Los límites entre los depocentros son bloques basamentales que probablemente hayan funcionado como zonas de transferencia (Morley *et al.*, 1990). La vergencia predominante de las fallas maestras formadoras de estos hemigrábenes es principalmente noreste y, si bien son verticales en superficie, se transforman en lístricas en profundidad (Fig. 4), como se evidencia en las secciones sísmicas disponibles en el depocentro de Paso de Indios (Figari, 2005).

El basamento de la cuenca está formado por las rocas metamórficas, de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964), y los granitoides de la Formación Mamil Choique (Sesana, 1968). Dalla Salda (1994) agrupó a estas rocas en el Complejo Río Chico. Trabajos de síntesis más recientes (López de Lucchi *et al.*, 2008; Martínez Dopico *et al.*, 2011; Zaffarana *et al.*, 2014) indican una edad devónica para las metamorfitas y carbonífera para los granitoides, los cuales han sido intruídos por granitos pérmicos, muy extendidos en la zona de Gastre (Figari, 2005). Circones con edades de 285,84 Ma a 282,77 Ma han sido recuperados en tobas de la base de la Formación Cañadón Asfalto en la zona del Cerro Bayo (Cúneo *et al.*, 2013). Estos han sido interpretados como procedentes de un basamento granítico subyacente de edad pérmica inferior (Artinskiano), del cual fueron erosionados durante las erupciones explosivas jurásicas. La esquistosidad y la foliación del basamento, con orientación NO dominante (e.g., von Gosen y Loske, 2004), imprimen una fuerte anisotropía a estas rocas, que sin duda controló la evolución los sistemas extensionales mesozoicos.

Existen básicamente dos grandes estadios para la Cuenca de Cañadón Asfalto: el de formación de los depocentros principales, que se extendería desde el Jurásico más temprano hasta el Cretácico Tardío, predominantemente extensional a transtensional y que contiene a las tres megasecuencias que constituyen el relleno principal de la cuenca, y otro predominantemente contraccional, que involucra la inversión tectónica y a la formación de depocentros pequeños rellenos por depósitos cenozoicos fundamentalmente piroclásticos y lávicos. La compresión cenozoica oeste-este reactivó las fallas originales del *rift* en forma inversa, invirtiendo parcialmente los depocentros (Fig. 4).

Para una mejor descripción y entendimiento de la estratigrafía de la Cuenca de Cañadón Asfalto es necesario vincular a las megasecuencias con la evolución tectónica de la cuenca. En ese sentido se siguen los lineamientos presentados por Figari y Courtade (1993) y Figari (2005) respecto de la definición de las megasecuencias, con algunas modificaciones al definir y delimitar la duración de las mismas y las unidades litoestratigráficas que abarcan, y reconociendo una historia geológica más compleja que la postulada previamente.

EL RELLENO DE LA CUENCA

Por sobre el basamento cristalino-metamórfico de la cuenca se disponen una serie de megasecuencias, entendidas como unidades sedimentarias genéticamente relacionadas y limitadas por discordancias regionales, principalmente de edad mesozoica, y una delgada cobertura cenozoica volcano-sedimentaria. La acumulación de las megasecuencias mesozoicas responde a las distintas fases evolutivas de una cuenca de *rift* (Homovc *et al.*, 1991; Figari y Courtade, 1993; Figari, 2005). Estas megasecuencias agrupan a las diversas unidades litoestratigráficas utilizadas para el mapeo geológico del área de la cuenca (Fig. 5). Finalmente se describen las principales unidades de la cobertura cenozoica post-Daniana para completar la evolución geológica de la cuenca.

Figura 3. Mapa de ubicación, localidades críticas, depocentros y distribución de los principales afloramientos de las formaciones Cañadón Asfalto y Cañadón Calcáreo. Se indica la traza del corte de la figura 4.

Figure 3. Location map, key localities, depocentres and distribution of the main outcrops of the Cañadón Asfalto and Cañadón Calcáreo Formations. Location of cross-section of figure 4 is shown.

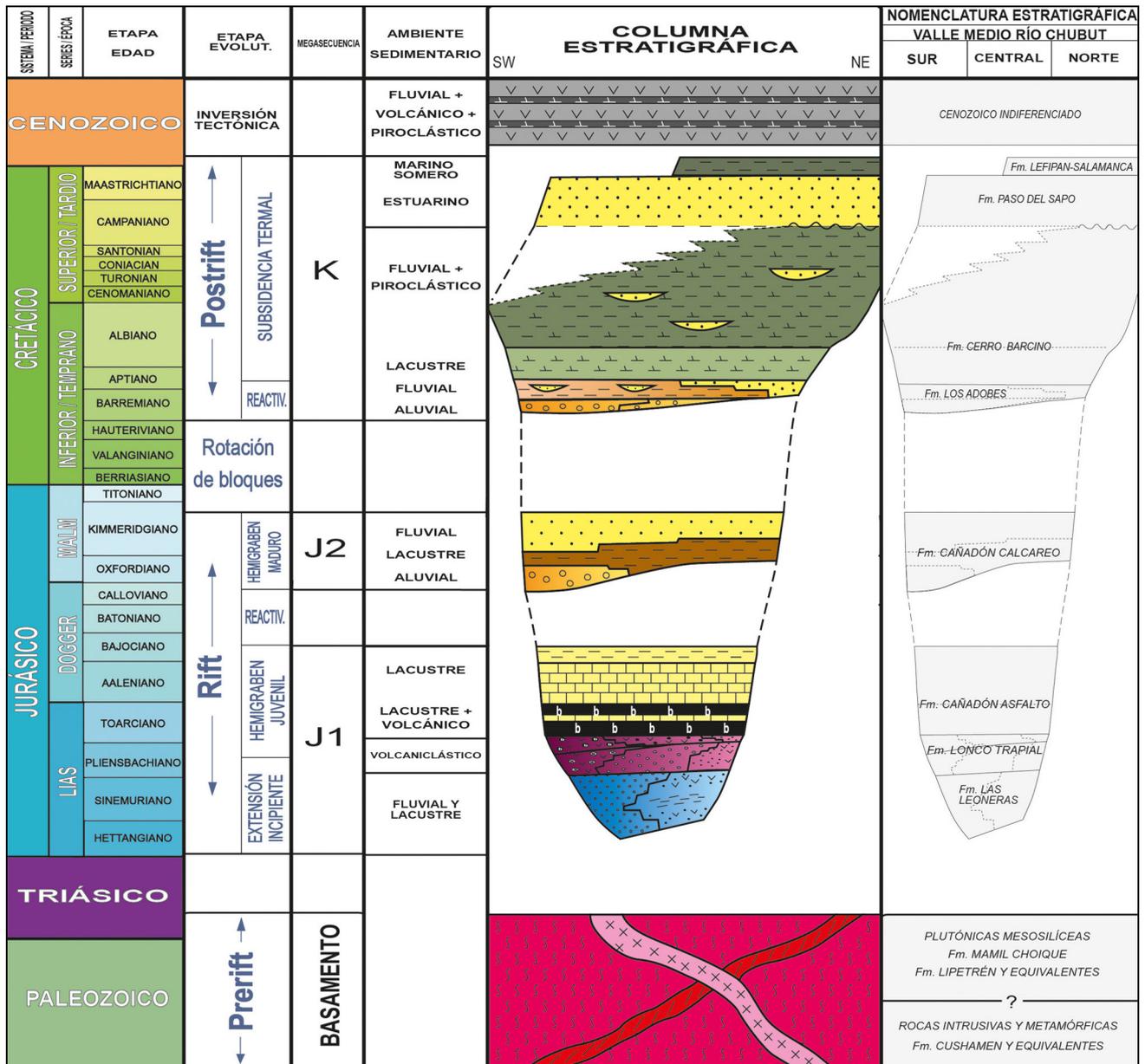


Figura 5. Columna estratigráfica general de la cuenca de Cañadón Asfalto.
Figure 5. General stratigraphic column of the Cañadón Asfalto Basin.

inició el proceso de extensión, pudiéndose asociarse al concepto de un *rift* pasivo (Merle, 2011). Hacia la parte superior pueden aparecer pelitas lacustres que se interestratifican con depósitos de caídas de cenizas y flujos piroclásticos, lo que marca el pasaje transicional entre esta unidad y la Formación Lonco Trapial, y el inicio de un vulcanismo andesítico que tuvo lugar en forma más o menos sincrónica en toda la cuenca.

La edad mínima de la Formación Las Leoneras, y por ende de la Megasecuencia J_1 , está acotada por una

datación U-Pb de $188,94 \pm 0,096$ Ma (Pliensbachiano) realizada en un flujo piroclástico que se ubica en la transición con la Formación Lonco Trapial, y según la apreciación de varios autores no sería más antigua que Hettangiano (Cortés, 1990a; Cúneo *et al.*, 2013; Scasso *et al.*, 2013).

Estudios recientes en el área de Cerro Bayo, en el sector oeste del depocentro de Gastre, han descrito una flora compuesta por elementos que, en Gondwana, presentan afinidad clara con el Jurásico Temprano (Escapa *et al.*, 2008a, 2010, 2012, 2014;

Elgorriaga *et al.*, 2015) y que denota condiciones climáticas cálidas y húmedas, sugeridas por frondosos y cerrados bosques de coníferas con un sotobosque de helechos y pteridospermas. El saurópodo *Leoneerasaurus taquetrensis* ha sido descrito por Pol *et al.* (2011a) en la parte superior de la Formación Las Leoneras, en el cañadón homónimo.

Formación Lonco Trapial. Esta unidad fue originalmente definida como Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972) y presenta una extensa distribución regional. Sus depósitos han sido alternativamente incluidos en la parte inferior del Complejo de la Sierra de Olte (Feruglio, 1949; Musacchio, 1995), en el Grupo Pampa de Agnia (Musacchio en Herbst, 1966; Musacchio, 1981), en la Formación Pampa de Agnia (Stipanovic *et al.*, 1968) y en las formaciones Cajón de Ginebra, Cañadón Puelman y Cerro Carnerero (Robbiano, 1971). Nullo y Proserpio (1975) otorgaron a las formaciones propuestas por Robbiano (1971) la categoría de miembros (i.e., Pampa de Agnia, Cerro Carnerero y Cajón de Ginebra) de una única formación a la que denominaron Lonco Trapial. En la zona de la Sierra de Taquetrén, Nullo y Proserpio (1975) definieron la Formación Taquetrén para incluir sedimentitas presumiblemente algo más modernas que las de la Formación Lonco Trapial. Sin embargo, Lizuain y Silva Nieto (1996) incluyeron a esta unidad en la Formación Lonco Trapial, criterio que se sigue en este trabajo y que es sostenido por dataciones recientes (Cúneo *et al.*, 2013).

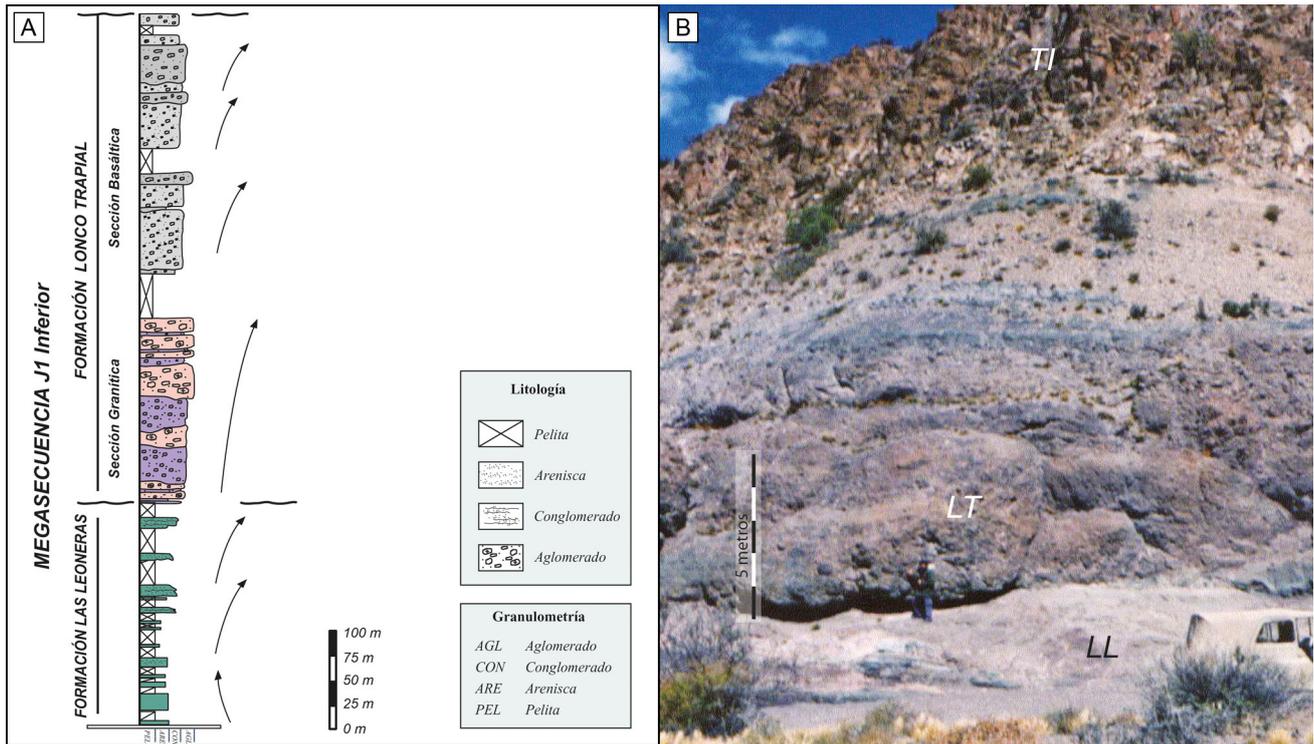
El espesor de la Formación Lonco Trapial ha sido estimado entre 500 y 800 m, medidos en un perfil integrado en el área de Cerro Cóndor (Figari, 2005) y, de acuerdo con nuestras observaciones, espesores similares se desarrollan en la Sierra de Taquetrén. La presencia de numerosas discordancias locales erosivas y de bajo ángulo dentro de la sucesión, así como en la base y techo de la misma, y las rápidas variaciones laterales de facies, revelaron que los sedimentos se acumularon en ambientes con fuerte relieve cercanos a centros volcánicos (Scasso *et al.*, 2013; Di Capua, 2014). Por lo tanto son esperables grandes variaciones de espesor en localidades distantes pocos kilómetros, independientemente de que la actividad tectónica original del *rift* haya continuado durante la acumulación de esta unidad. La intercalación gradual de depósitos piroclásticos en la parte superior de la (subyacente) Formación Las Leoneras, y la intercalación de basaltos y facies finas

típicas de la (suprayacente) Formación Cañadón Asfalto hacia el techo sugieren un pasaje gradual de la Formación Lonco Trapial con estas unidades. En ese sentido, a la discontinuidad que pudiera existir entre la Formación Lonco Trapial y la Formación Cañadón Asfalto no se le otorga mayor significado que a las mencionadas discordancias internas dentro de la misma Formación Lonco Trapial. No puede descartarse que la actividad tectónica que creó espacios de acomodación en los distintos depocentros (Fig. 6) pudiera haber generado discordancias de bajo ángulo. Sin embargo, la angularidad y erosión (e.g., Nakayama, 1973) asociada a las mismas es equiparable a las que produjo el ambiente volcánico y no pueden distinguirse una de otra.

En la Formación Lonco Trapial predominan aglomerados y brechas volcánicos con matriz arenosa gruesa, en bancos potentes, de varios metros de espesor, formados por cuerpos extensos y amalgamados con contactos netos (Fig. 6). Estos se han originados como coladas autobrechadas, flujos gravitatorios volcanoclásticos laminares, cohesivos y granulares, que varían desde flujos de bloque y ceniza e ignimbritas hasta lahares (Di Capua, 2014). Entre ellos se intercalan conglomerados y areniscas composicionalmente inmaduros, mostrando ocasionalmente estructuras tractivas, acumulados en canales fluviales con reducidas planicies de inundación en las que sedimentaron fangolitas y tobas finas, que pueden asociarse con estromatolitos y alcanzar localmente hasta 100 m de espesor en la parte más alta de la unidad. Muy buenas exposiciones de esta unidad se encuentran al sureste de la localidad de Paso del Sapo y en los alrededores de Puesto Peyra, sierra de Jalalabat, en el depocentro de Gastre (Fig. 6).

La Formación Lonco Trapial (y unidades correlativas) está extensamente distribuida en Patagonia, y se incluye en la Gran Provincia Ígnea de Chon Aike en Patagonia central y oriental y en la Península Antártica (Pankhurst *et al.*, 1998). La continuidad y extensión del vulcanismo, su composición andesítica y las facies volcanoclásticas que muestra han llevado a algunos autores a interpretar que podría representar una sucesión de aparatos volcánicos que habrían conformado un arco volcánico orientado NNO-SSE, producto de subducción en el margen sudoccidental del Gondwana (Page y Page, 1993; Zaffarana *et al.*, 2013).

Durante muchos años se atribuyó una edad jurá-



sica media a tardía (176 a 146 Ma) a la Formación Lonco Trapial sobre la base de geocronología K-Ar (Nullo, 1983; Pankhurst *et al.*, 1998; Silva Nieto, 2005; Salani, 2007). Sin embargo, en el área del depocentro de Gorro Frigio, la Formación Lonco Trapial está constreñida al Jurásico Inferior (Pliensbachiano - Toarciano) por las dataciones de U-Pb de $188,94 \pm 0,096$ Ma y 178,77 Ma (Cúneo *et al.*, 2013; Scasso *et al.*, 2013) realizadas cerca de la base y poco por encima del techo de esta unidad. En la zona de Gastre dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicaron edades de ca. 185 Ma para vulcanitas de la Formación Lonco Trapial (Zaffarana y Somoza, 2012).

A la Formación Lonco Trapial pertenece la clásica localidad plantífera de Taquetrén (Bonetti, 1964; Herbst y Anzotegui, 1968; Escapa *et al.*, 2008a). La flora está dominada por coníferas, helechos, caytoniales, cicadales y esfenófitas, y caracterizada bioestratigráficamente como la asociación de

Goepertella–Dictyophyllum–Sagenopteris, también presente en otras localidades del Jurásico Inferior de Argentina y Antártida (Escapa *et al.*, 2008a), y más joven que la asociación procedente de la Formación Las Leoneras en el Cerro Bayo.

Formación Cañadón Asfalto. La Formación Cañadón Asfalto fue definida por Stipanovic *et al.* (1968) sobre la base de estudios previos (Piatnitzky, 1936, 1946; Flores, 1948; Frenguelli, 1949; Feruglio, 1949) en la zona del Cañadón Asfalto, y del Cañadón Sauzal o Lahuincó, ambos al sur de la localidad de Cerro Cóndor. Tasch y Volkheimer (1970) realizaron una descripción detallada de la formación y Nullo (1983) propuso incluir en esta unidad las rocas basálticas que se encuentran intercaladas junto con los niveles sedimentarios en la sección inferior de la unidad en la zona de Cerro Cóndor. Figari (2005) separó a la formación en dos secciones, una inferior (Cañadón

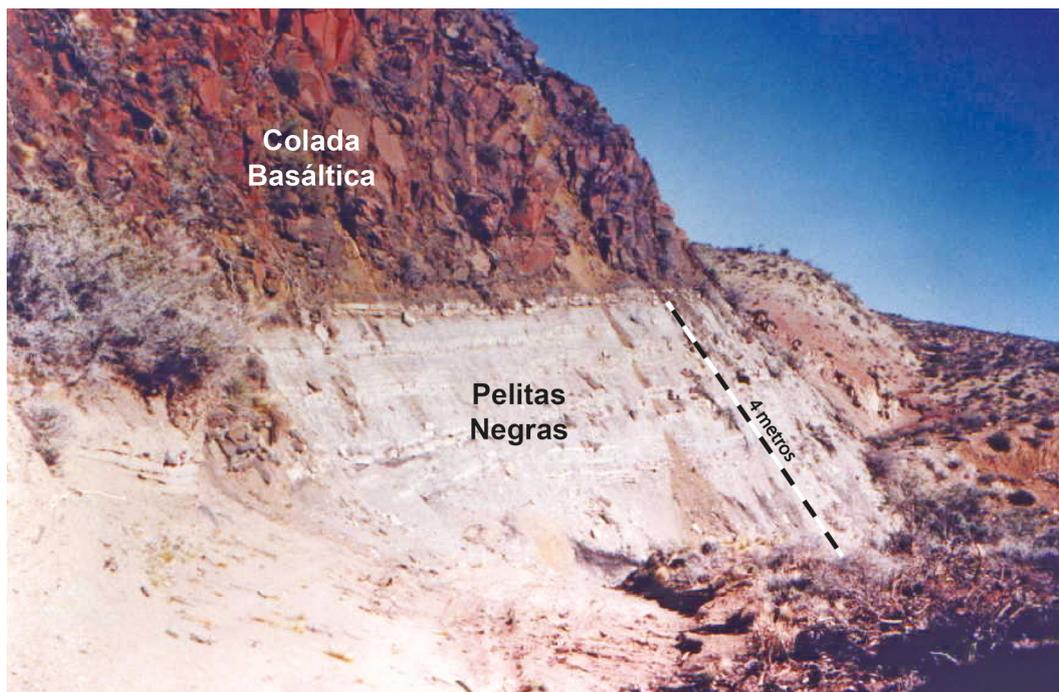


Figura 7. Intercalaciones de pelitas negras y coladas basálticas de la Formación Cañadón Asfalto, en el Cañadón Asfalto (Megasecuencia J_1).
Figura 7. Intercalations of dark shales and basalt flows exhibited in outcrops of the Cañadón Asfalto Formation, in the Cañadón Asfalto locality (Megasequence J_1).

Asfalto *sensu stricto*) y una superior (parcialmente equivalente a la Formación Cañadón Calcáreo o “Estratos de Almada”). Las mismas secciones fueron reconocidas posteriormente como dos miembros distintivos (Silva Nieto *et al.*, 2003). Afloramientos parciales de litologías asignables tanto a la Formación Cañadón Asfalto como a la suprayacente Formación Cañadón Calcáreo han generado cierta controversia e incluso llevaron a proponer una nueva unidad (Formación Sierra de la Manea) para superar ese inconveniente (Figari, 2011). Aquí se siguen los criterios de Cúneo *et al.* (2013) respecto de la definición de la Formación Cañadón Asfalto.

En estudios de detalle recientes en el área de Cerro Cóndor se perfilaron alrededor de 300 m de espesor de calizas, areniscas, pelitas y tobas con algunas intercalaciones de basaltos cerca de la base (Soreda, 2012). Este espesor crece a cerca de 600 m si se considera a los basaltos con delgadas intercalaciones sedimentarias que se encuentran presentes en la parte inferior de la unidad en el área de Cerro Cóndor y que marcan un pasaje transicional entre la Formación Lonco Trapial y la Formación Cañadón Asfalto.

La Formación Cañadón Asfalto es una unidad heterogénea, caracterizada por el gran desarrollo local de fangolitas negras y calizas estromatolíticas

lacustres, en ocasiones apoyadas sobre coladas basálticas potentes, muy bien expuestas en el área de Cerro Cóndor (Fig. 7). Los niveles calcáreos del perfil del cañadón Las Chacritas, próximo a Cerro Condor, y de la zona de Estancia Fossatti (depocentro de Gan Gan), presentan en general secuencias de somerización de 2 a 10 m de espesor que definen ciclos con arreglos variables. Sin embargo, a gran escala pueden interpretarse como una plataforma carbonática lacustre que ha sufrido fuertes variaciones del nivel de base con períodos de exposición subaérea, desarrollo de prismas de nivel lacustre bajo con fuerte aporte terrígeno, y otros de nivel alto con crecimientos biohermales y depósitos de decantación (Cabaleri y Armella, 1999, 2005; Cabaleri *et al.*, 2005, 2006, 2008a,b; 2010; Cabaleri y Benavente, 2013). A su vez, las fangolitas negras también se acumularon en ambiente lacustre y muestran una marcada ciclicidad con ciclos de fangolita-arenisca de pocos metros de espesor, atribuidos a ciclos de expansión y contracción del lago. El espesor de fangolitas varía marcadamente entre los depocentros y estas rocas son consideradas una potencial roca madre de hidrocarburos para la cuenca. El vulcanismo está representado por delgadas capas de tobas producto de caídas de ceniza distales dentro del lago, así como escasos flujos piroclásticos

y coladas basálticas intercaladas en distintas partes de la columna. La interdigitación entre los depósitos carbonáticos y los volcániclasticos está claramente manifiesta en los alrededores de Estancia Fossatti (Fig. 3), en donde alternan flujos gravitatorios con episodios de sedimentación calcárea.

La Formación Cañadón Asfalto es transicional a la subyacente Formación Lonco Trapial. Es cubierta en suave discordancia angular por la Formación Cañadón Calcáreo (Scasso *et al.*, 2013). La Formación Cañadón Asfalto ha sido tradicionalmente asignada al Jurásico Medio-Tardío (Calloviano \pm Oxfordiano) sobre la base de sus invertebrados de agua dulce (Tasch y Volkheimer, 1970) y plantas (Frenguelli, 1949). Salani (2007) reportó una edad K-Ar sobre roca total de $170,9 \pm 4,4$ Ma (Aaleniano \pm Bajociano) para un basalto en la base de la unidad, comparable con la obtenida por Stipanovic y Bonetti (1970a,b). Dataciones U-Pb en circones (Cúneo *et al.*, 2013) indicaron que la depositación de la Formación Cañadón Asfalto se inició alrededor de los 179 Ma (Toarciano temprano-medio), y se extendió hasta el Bajociano de acuerdo con su contenido palinológico (Olivera *et al.*, 2015).

La Formación Cañadón Asfalto presenta un abundante registro fósil representativo de la biota más diversa y mejor conocida del Jurásico de Gondwana. En cuanto a la fauna, se han descrito restos de ranas como *Notobatrachus reigi* (Báez y Nicolí, 2008), eusaurópodos (Pol *et al.*, 2009), terópodos como *Piatnitzkysaurus*, *Condorraptor* y *Eoabelisaurus* (Bonaparte, 1979; Rauhut, 2005; Pol y Rauhut, 2012), tortugas como *Condorchelys antiqua* Sterli (2008) y mamíferos primitivos (Rauhut *et al.*, 2002; Rougier *et al.*, 2007a,b). Las impresiones de plantas preservadas (e.g., Frenguelli, 1949; Escapa *et al.*, 2008b) difieren de la asociación pliensbachiana descrita más arriba para la Formación Lonco Trapial, por lo cual representaría un tercer estadio algo más joven desarrollado hacia fines del Jurásico Temprano. Están dominadas por restos de coníferas de las familias Araucariaceae y Cupressaceae, junto con restos fragmentarios de helechos, equisetales y helechos con semillas. Numerosos restos de troncos permineralizados se distribuyen en distintos puntos de la formación (e.g., Bodnar *et al.*, 2013). La palinoflora es diversa y está dominada por polen del tipo *Classopollis* (Cheirolepidiaceae) junto con el de otras coníferas de las familias Araucariaceae y Podocarpaceae (Volkheimer *et al.*, 2008; Olivera,

2012; Olivera *et al.*, 2015). Tanto la biota como las evidencias sedimentarias sugieren para el tiempo de depositación de la Formación Cañadón Asfalto un clima cálido, estacionalmente húmedo en el sector inferior de la sección, y más seco hacia la parte superior (Volkheimer *et al.*, 2008).

Megasecuencia J_2

La Megasecuencia J_2 (Megasecuencia II de Figari, 2005) incluye un importante espesor de sedimentos continentales correspondientes a la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio, 1987), que aparece en los depocentros de Paso de Indios, Gorro Frigio y Gastre (Fig. 2), interpuesta en forma discordante entre la Megasecuencia J_1 y la Megasecuencia K (Fig. 5). La edad de la Megasecuencia J_2 es probablemente oxfordiana-kimmeridgiana y se caracteriza por sus marcadas variaciones de espesor en cortos trechos. Eventualmente, en las áreas inter-depocentros esta secuencia puede desaparecer completamente.

Formación Cañadón Calcáreo. Una sucesión de areniscas rojizas, conglomerados gruesos y pelitas laminadas con esporádicas intercalaciones de tobas acumulados en ambientes fluvial y lacustre compone a la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio, 1987; Rauhut, 2006). El aspecto de estas rocas es muy similar a algunas unidades del Grupo Chubut (aunque están ligeramente más deformadas) por lo que toda la unidad (o parte de la misma) han sido erróneamente incluidas en dicha unidad estratigráfica. Esta controversia que se arrastra desde mediados del siglo pasado involucró a varios autores (véase por ejemplo Figari 2005 o Volkheimer *et al.*, 2009), y abarcó no sólo a la asignación de las capas de la Formación Cañadón Calcáreo a distintas unidades formacionales sino también a la edad de la misma. Nuevas dataciones demuestran que la Formación Cañadón Calcáreo es una unidad independiente como fuera indicado por Proserpio (1987) y que su edad es jurásica tardía (Cúneo *et al.*, 2013), como fuera sugerido por Rauhut (2006). La misma se distingue de la subyacente Formación Cañadón Asfalto por su escaso contenido de rocas carbonáticas (Fig. 8) y porque presenta menor deformación (Proserpio, 1987; Volkheimer *et al.*, 2009). Algunos depósitos, como los "Estratos de Almada" (Musacchio *et al.*, 1990), antes considerados parte de la Formación Cañadón Asfalto, también se incluyen en esta unidad. La Formación

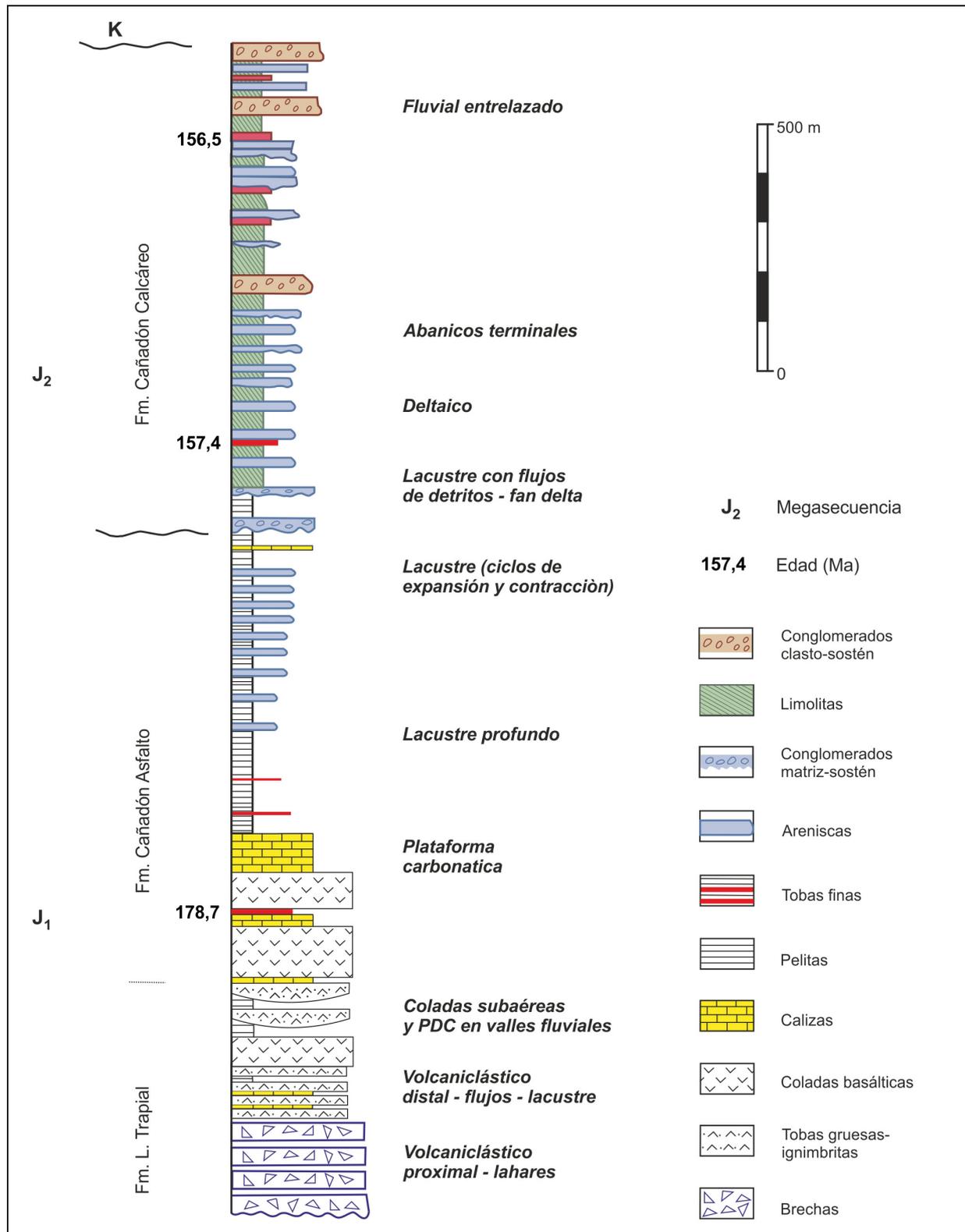


Figura 8. Columna estratigráfica esquemática de las formaciones Lonco Trapial y Cañadón Asfalto (Megasecuencia J_1) y de la Formación Cañadón Calcáreo (Megasecuencia J_2), integrando los afloramientos desde el sector del Cañadón Asfalto-Sauzal hasta la zona de Puesto El Quemado (ubicación en la figura 3) indicando los principales ambientes de sedimentación. PDC = corrientes de densidad piroclásticas.

Figure 8. Sketch stratigraphic column of the Lonco Trapial and Cañadón Asfalto formations (Megasequence J_1) and Cañadón Calcáreo Formation (Megasequence J_2) in the area from Cañadón Asfalto-Sauzal to Puesto El Quemado (location in figure 3). PDC = Pyroclastic Density Currents.

Cañadón Calcáreo se extiende mucho más allá del sector en donde fuera originalmente descrita por Proserpio (1987) y muestra importantes variaciones de facies por lo que es importante definir un “estratotipo compuesto” correlacionando varios perfiles para visualizar sus importantes variaciones laterales de facies y de espesores, intrínsecamente relacionadas con el control tectosedimentario sobre la unidad. En este trabajo se propone a la sección columnar de Puesto El Quemado (43°18'13,9"S - 68°58'41,7"O, Figs. 8 y 9), la más completa como un “holoestratotipo” representativo de un depocentro, y los perfiles estratigráficos de Santa Máxima y Sierra de la Manea se consideran “paraestratotipos complementarios”, representativos de la sedimentación en un borde flexural del hemigraben, y en un borde activo o zona de interferencia, respectivamente (Fig. 10). En la Sierra de La Manea es además en donde se encuentran los afloramientos de donde el Dr. R. Ferello, a inicios de la década de 1970 (comunicación verbal de J.C. Sciutto), obtuvo una arenisca impregnada en hidrocarburos que quemó en una hoguera, demostrando el potencial exploratorio de esta zona y revitalizando los estudios en la misma.

La Formación Cañadón Calcáreo contiene fangolitas oscuras, aunque no tan espesas ni ricas en materia orgánica como las de la Formación Cañadón Asfalto, que se acumularon en ambiente de lagos permanentes y *playa-lake*. Las areniscas y conglomerados se acumularon en ambientes de abanicos aluviales y ríos entrelazados al pie de zonas de falla que limitan a cuencas de pequeña extensión (Fig. 11), análogas en facies y geometrías deposicionales con la configuración de los depocentros “Neocomianos” del oeste de la Provincia del Chubut. La Formación Cañadón Calcáreo cubre a la Formación Cañadón Asfalto y a la Formación Lonco Trapial en suave discordancia angular (Figari 2005), y se encuentra separada del suprayacente Grupo Chubut por una marcada discordancia angular (Fig. 12).

La edad de la Formación Cañadón Calcáreo ha sido motivo de debate por muchos años. Rauhut *et al.* (2005) sugirieron una edad jurásica tardía sobre la base de restos de vertebrados, aunque Volkheimer *et al.* (2009) y Gallego *et al.* (2011) propusieron una edad cretácica temprana basándose en su contenido de polen e invertebrados, en concordancia con la edad sugerida por Figari (2005). Dos dataciones U-Pb recientemente obtenidas por Cúneo *et al.* (2013) para las capas de Puesto Almada y la parte media

del perfil de Puesto El Quemado (Fig. 8) muestran edades de entre 157 y 158 Ma, e indican que ambas secciones deben incluirse en la misma unidad y que la depositación de la Formación Cañadón Calcáreo comenzó cerca de los 158 Ma, probablemente en el Oxfordiano. Una tercera toba datada en la parte alta del perfil de Puesto El Quemado arrojó una edad de 156,54 ± 0,036 Ma (Ramezani, *com. epist.* 2014) restringiendo la edad mínima de la unidad al Kimeridgiano, e indicando una alta tasa de acumulación local. Por otra parte, los estudios palinológicos de Zavattieri *et al.* (2010) indican una edad entre el Oxfordiano tardío y no más joven que Tithoniano. Zavattieri (*com. epist.* 2015) indica que la palinoflora de Puesto el Quemado se correspondería con la base de la Zona de *Retitriletes watheroensis* del Kimeridgiano medio, y que los marcadores del Tithoniano medio como *Ruffordiaspora* o *Cicatricosisporites* no aparecen nunca en la Formación Cañadón Calcáreo. Por otra parte, la asociación de plantas (*Araucaria-Pararaucaria*) sólo ha sido hallada en el Jurásico. Estos estudios indicarían que la anterior asignación al Cretácico Temprano para estas rocas (Volkheimer *et al.*, 2009) no es correcta, y que no son equivalentes al ciclo sedimentario “Neocomiano” en la cuenca del Golfo San Jorge como fuera propuesto por Masiuk (1991), criterio también seguido por Gema (1995) sobre la base de palinomorfos y microfósiles calcáreos obtenidos en *cuttings* del sondeo Paso de Indios es-1. Aunque no puede descartarse totalmente que existan sucesiones del Neocomiano en la cuenca, las mismas quedarían acotadas al subsuelo o a afloramientos pequeños, ya que la mayor parte de la columna pertenece en realidad al Jurásico Tardío, muy probablemente al Oxfordiano-Kimmeridgiano.

La Formación Cañadón Calcáreo contiene en su parte inferior-media a los clásicos niveles de peces de agua dulce hallados en Puesto Almada (fauna de Almada *sensu* López-Arbarello *et al.*, 2008). La fauna ictícola incluye al coccolépedo “*Coccolepis*” *groeberi* y a los teleosteos “*Tharrias*” *feruglioi* y *Luisiella inexcitata*. Recientemente se dio a conocer al crocodilomorfo, *Almadasuchus figarii* (Pol *et al.*, 2013) coleccionado también en la localidad de Puesto Almada. En las areniscas de la parte media-superior de la unidad se hallaron los dinosaurios neosaurópodos *Tehuelchesaurus benitezii* (Rich *et al.*, 1999; Carballido *et al.*, 2011) y *Brachytrachelopan mesai* (Rauhut *et al.*,

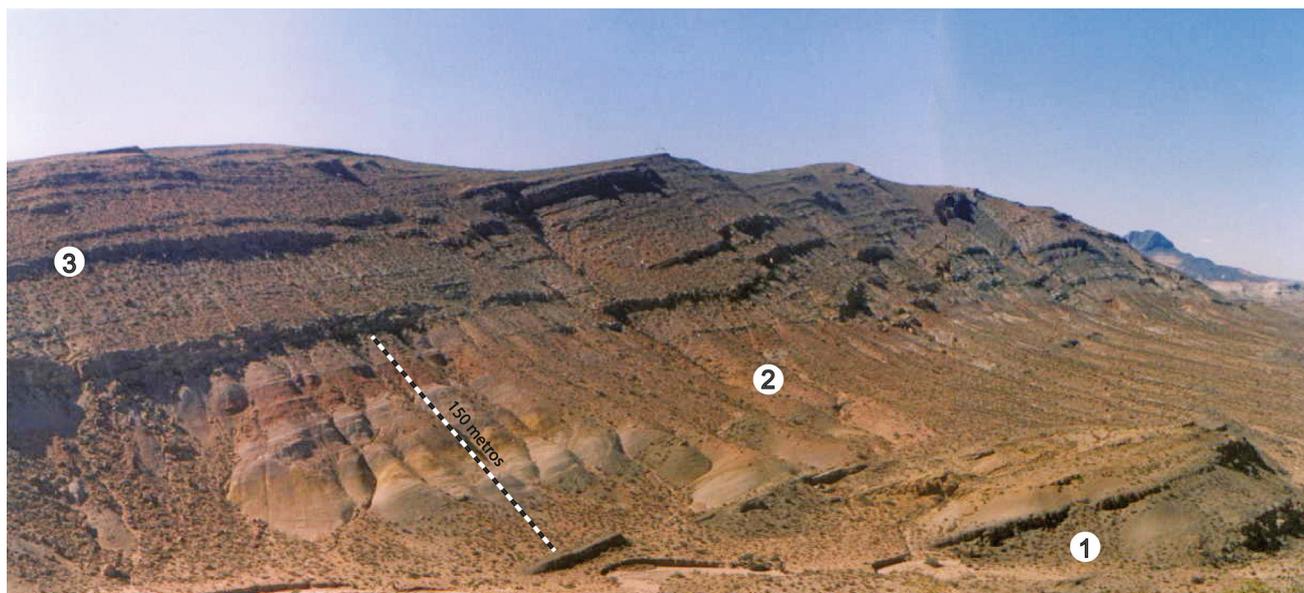


Figura 9. Vistas hacia el noroeste de los afloramientos en el Perfil Puesto El Quemado (Megasecuencia J_2 , Formación Cañadón Calcáreo). 1= Flujos gravitatorios en sedimentos finos lacustres. 2= Sedimentos lacustres con peces; 3= Sedimentos fluvio-deltaicos.
Figure 9. View to the northwest of the Megasequence J_2 in Puesto El Quemado locality. 1= Gravity flow deposits in lake sediments. 2= Fish-bearing lake sediments; 3= Fluvio-deltaic sediments.

2005). Sumado al conocimiento acerca de los vertebrados, se ha descrito una abundante fauna de conchóstracos, junto con ostrácodos, gastrópodos e insectos (Volheimer *et al.*, 2009; Gallego *et al.*, 2011). En cuanto a la flora se hallaron compresiones de equisetales, helechos, coníferas y pteridospermas, íntimamente asociados con los restos de *T. benitezii* (Rich *et al.*, 1999; Escapa, 2009), así como restos de coníferas permineralizados asignados a las familias Araucariaceae y Cheirolepidiaceae (Escapa *et al.*, 2012, 2013). La flora sugiere una vegetación boscosa abierta, con sotobosques de helechos y pteridospermas más expuestos. Sobre esta base y la fauna asociada, las condiciones climáticas pudieron haber sido templado/cálidas, con una estación húmeda y otra seca muy marcadas. También se ha descrito una palinoflora diversa para la parte media de la Formación Cañadón Calcáreo en Puesto el Quemado, que incluye más de 130 especies (51 nuevas en Argentina) de polen de gimnospermas y esporas de briofitas, licofitas y helechos (Volheimer *et al.*, 2009; Zavattieri *et al.*, 2010). Flora, fauna y facies sedimentarias, sugieren condiciones climáticas cálidas, estacionales, más húmedas en la base a más secas en la parte superior de la Formación Cañadón Calcáreo.

Megasecuencia K

Dentro de la Megasecuencia **K** se incluye a los niveles Grupo Chubut *sensu lato* (Lesta, 1968) que actualmente se asignan al Barremiano-Campaniano (Figs. 2, 4), junto con los depósitos marinos y litorales de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Lesta y Ferello, 1972) de edad campaniana-daniana y representativos de la primera transgresión atlántica en la cuenca (Fig. 5).

Grupo Chubut. En este trabajo se adopta la nomenclatura de Codignotto *et al.* (1978), que incluye en el Grupo Chubut a las formaciones Los Adobes (Tasch y Volkheimer, 1970) y Cerro Barcino (Nakayama, 1973). El Grupo Chubut alcanza un espesor de 1664 m en el depocentro de Gorro Frigio (Fig. 3), cerca del cerro homónimo (Chebli *et al.*, 1976). Aflora extensamente desde el sur y sudeste de la Meseta de Somuncurá hasta el sur de la localidad de Las Plumas y desde el área de Gastre – Gan Gan hasta la Meseta de Canquel (Fig. 2).

La Formación Los Adobes está formada por areniscas, conglomerados y fangolitas típicos de ambientes fluviales y de abanicos aluviales, con marcadas variaciones de espesores y facies. Las

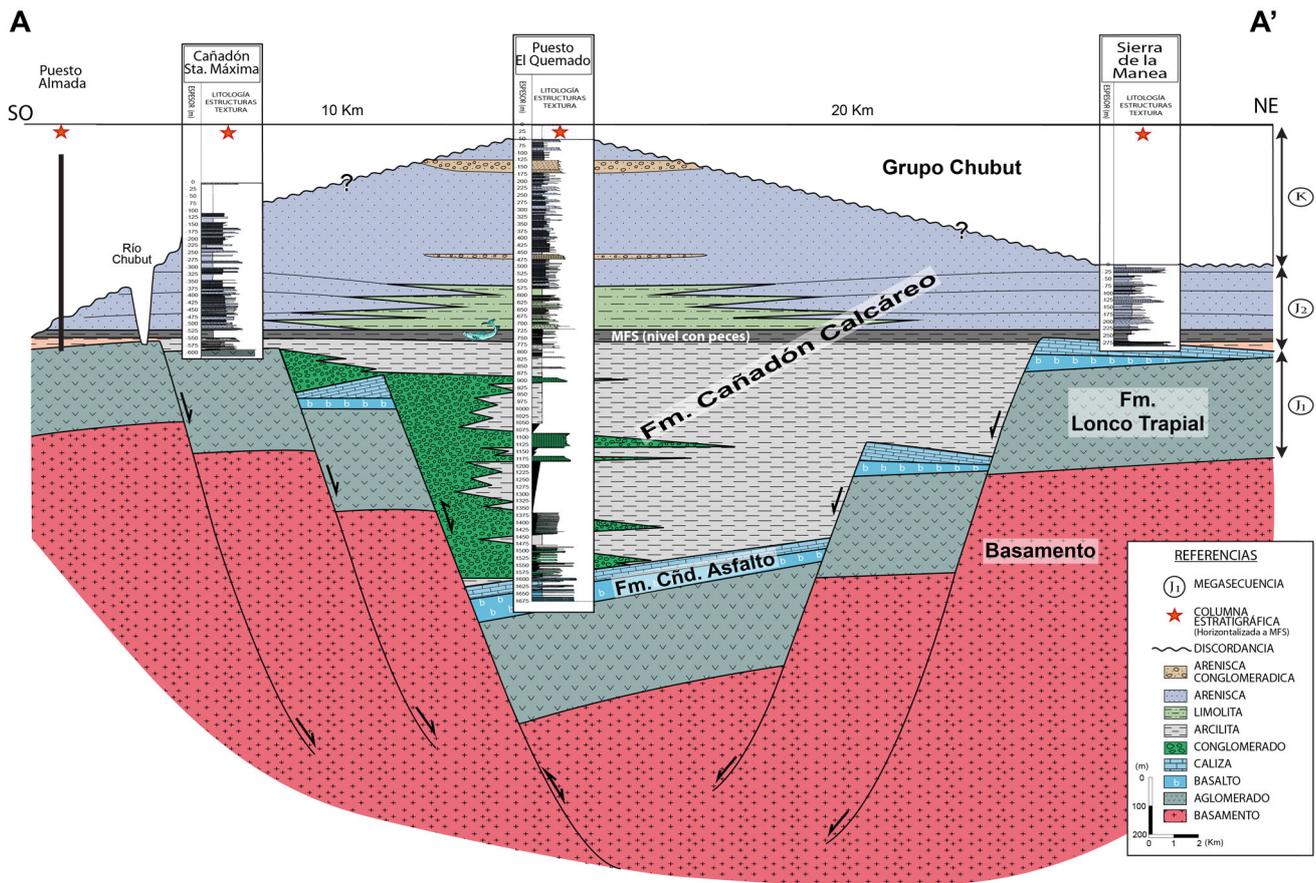


Figura 10. Corte estratigráfico (A–A') del depocentro Gorro Frigio mostrando la fuerte asimetría y el rápido cambio de facies de la Megasecuencia J_2 (Fm. Cañadón Calcáreo).

Figure 10. Stratigraphic cross section (A–A') of the Gorro Frigio depocenter showing the strong asymmetry and marked facies changes in the Megasequence J_2 (Cañadón Calcáreo Fm.)

paleocorrientes indican que los sedimentos, de variada procedencia, fueron transportados hacia el sur y el este, es decir hacia la Cuenca del Golfo San Jorge (Scasso, 1987; Figari y García, 1992; Allard *et al.*, 2012, 2015). Las capas de la Formación Los Adobes aflorantes en el sector sudoccidental de la Cuenca de Cañadón Asfalto han sido correlacionada con la Formación Pozo D-129 de la Cuenca del Golfo San Jorge (Allard *et al.*, 2011, 2012, 2015).

La unidad superior, la Formación Cerro Barcino, está compuesta por sedimentos clásticos y volcanoclásticos bien estratificados de colores abigarrados, depositados en ambiente fluvial con extensas planicies aluviales y lagunas pandas dispuestas lateralmente a los cauces principales de alta y baja sinuosidad (Foix *et al.*, 2012), en los cuales se producían periódicas caídas de cenizas de erupciones volcánicas explosivas. El acceso de material piro-

clástico a la cuenca tuvo fuerte influencia en la arquitectura fluvial de la unidad (Allard *et al.*, 2014). El Miembro Puesto la Paloma, en la base de la Formación Cerro Barcino, representa el primer aporte piroclástico de este ciclo (Fig. 13) y constituye un nivel guía fotogeológico importantísimo extendiéndose desde Cotricó (al suroeste del depocentro Paso de Indios) hasta Estancia Fossatti al norte, en el depocentro Gan Gan (Fig. 2), también correlacionado con la base de la Formación Castillo de la vecina cuenca del Golfo San Jorge en los alrededores del Anticlinal Villagra y de Cañadón Tronador al sur (Chebli, 1971), fuera del área de estudio.

El Grupo Chubut se encuentra en clara discordancia angular sobre todas las unidades más antiguas, apoyándose incluso sobre el basamento (Fig. 3) y es cubierto en suave discordancia angular por las formaciones Paso del Sapo, Lefipán y sus

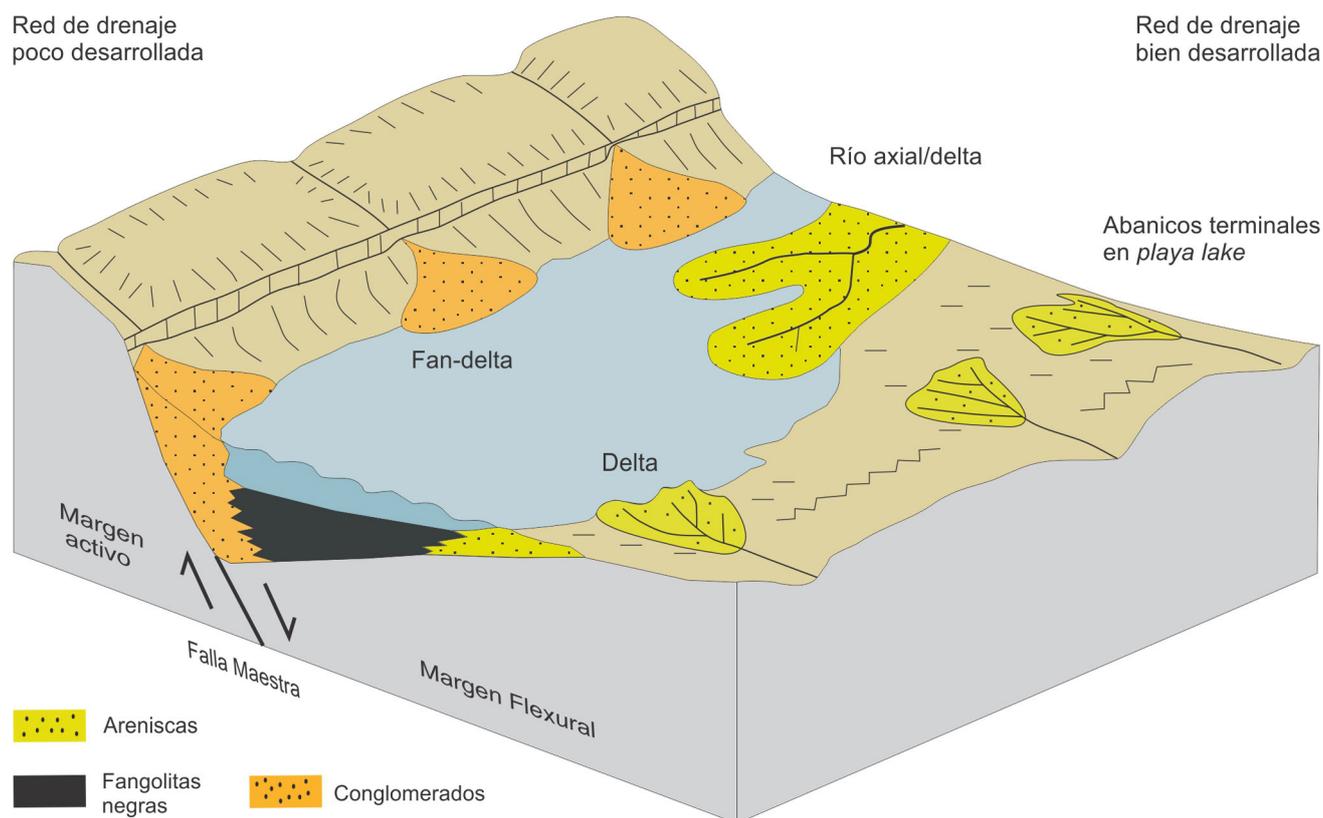


Figura 11. Bloque diagrama y esquema tecto-sedimentario para la acumulación de la Fm. Cañadón Calcáreo.

Figure 11. Block-diagram and tecto-sedimentary sketch for the accumulation of the Cañadón Calcáreo Formation.

equivalentes Roca y Salamanca del Campaniano-Paleoceno (Fig. 5).

La base del Grupo Chubut se acumuló en depocentros pequeños, sólo parcialmente superpuestos a los depocentros jurásicos, en el marco de un relieve abrupto generado por movimientos tectónicos (Sommoza, 1994; Geuna *et al.*, 1999, 2000; Allard *et al.*, 2011; Scasso *et al.*, 2012b) y significativa generación de espacio de acomodación (Ranalli *et al.*, 2011), que controlaron la acumulación del sistema de abanicos aluviales y ríos entrelazados de la Formación Los Adobes (Fig. 14). Presenta bruscos cambios de espesores y facies, como se aprecia en el perfil del Cerro Fortín en el depocentro de Paso de Indios (Figari y García, 1992) en donde alcanza su máximo espesor, de más de 700 m, por estar cerca del borde activo de un hemigraben. Otros ejemplos análogos se observan en los alrededores del zanjón del Gorro Frigio, en el yacimiento uranífero de la localidad de Los Adobes, en los alrededores de Estancia Fossatti, y en la Sierra de la Manea. Por otra parte, la acumulación de la Formación Cerro Barcino ocurrió en un contexto

de mayor estabilidad correspondiente con una fase de sineclisa térmica (*sag*) de acuerdo con Ranalli *et al.*, (2011), con relación acomodación/suministro clástico decreciente y traslapamiento hacia afuera de los depocentros.

El Grupo Chubut ha sido asignado en sentido amplio al Barremiano-Campaniano (Cortiñas, 1996), edad que tiene validez regional (Casal *et al.*, 2015) y que por lo tanto se mantiene en este trabajo (Fig. 5), aunque en la Cuenca de Cañadón Asfalto el techo del Grupo Chubut podría ser bastante más antiguo, como se discute más adelante. En el mismo se han hallado saurópodos (Bonaparte y Gasparini, 1978), y son típicos los grandes troncos petrificados. Los ostrácodos y carófitas (Musacchio y Chebli, 1975), junto con la palinoflora, apuntan a la edad mencionada más arriba (Codignotto *et al.*, 1978). Estudios de Gema (1995) con datos obtenidos con *cutting* de sondeos han permitido asignar los niveles de la Formación Los Adobes al Barremiano, aunque recientemente Llorens y Passalia (2014) modificaron la misma al Aptiano-Albiano inferior. Asimismo

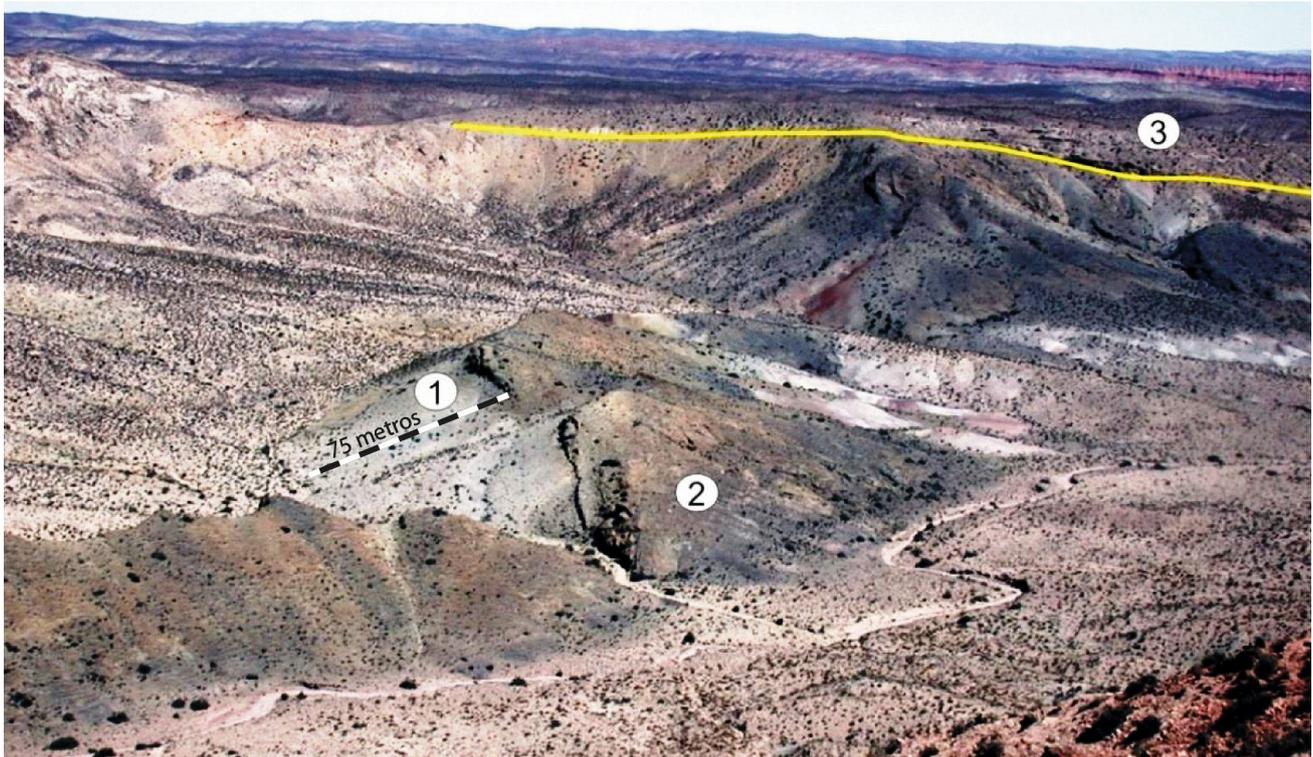


Figura 12. Discordancia angular regional separando la parte inferior de la Fm. Cañadón Calcáreo (1 y 2) que inclina hacia el noroeste, de los estratos horizontales del Gr. Chubut (3). Vistas al sudoeste en la localidad de Puesto El Quemado.

Figure 12. Regional angular unconformity between the lower part of the Cañadón Calcáreo Formation (1 and 2) dipping to the SE and the flat lying beds of the Chubut Group (3). View to the southwest in Puesto El Quemado locality.

Passalia *et al.* (2015) describen una importante flora de angiospermas en la Formación Puesto Manuel Arce, unidad que se ubica en la parte más alta del Grupo Chubut, y que ha sido considerada como sobrepuesta a la Formación Cerro Barcino (Passalia *et al.*, 2015) o como el miembro más alto de esta última unidad (Suárez *et al.*, 2014). Cuatro nuevas edades SHRIMP U-Pb en circones de tobas de las unidades más altas indican edades mayores a 93 Ma (pre-Cenomaniano Tardío) para el Grupo Chubut (Suárez *et al.*, 2014). Consistentemente, nuevas dataciones radimétricas para estudios actualmente en curso, sugieren para la parte alta de la Formación Cerro Barcino (Miembro Cerro Castaño) edades asignables al Albiano más tardío (Ramezani *com. epist.*, 2014).

Formaciones Paso del Sapo y Lefipán. Las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Campaniano-Paleoceno) están constituidas por areniscas, conglomerados finos y fangolitas, con niveles aislados de coquinas y de fosfatos, depositadas en ambientes estuarinos y marinos litorales. La Formación Paso

del Sapo se acumuló en canales con dominio de la acción fluvial e influencia de mareas (Spalletti, 1996), mientras que la Formación Lefipán está formada por sedimentos marinos y marginales con fuerte influencia de mareas que se acumularon en un engolfamiento que se abría hacia el este y sureste al Océano Atlántico (Scasso *et al.*, 2012a).

Las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (y unidades equivalentes) se encuentran ampliamente distribuidas en la provincia del Chubut, desde el piedemonte andino hasta la costa atlántica, por cerca de 400 km en sentido este-oeste. La Formación Paso del Sapo se apoya en suave discordancia angular sobre el Grupo Chubut. La Formación Lefipán está cubierta en discordancia por la Ignimbrita Barda Colorada, parte del “Complejo Volcánico-Piroclástico del Río Chubut Medio” (Aragón y Mazzoni, 1997). Las formaciones Paso del Sapo y Lefipán son transicionales y concordantes entre sí y muestran sus mayores espesores (150 y 380 m respectivamente) hacia el oeste y por fuera de los depocentros más profundos de la Cuenca de Cañadón Asfalto, lo

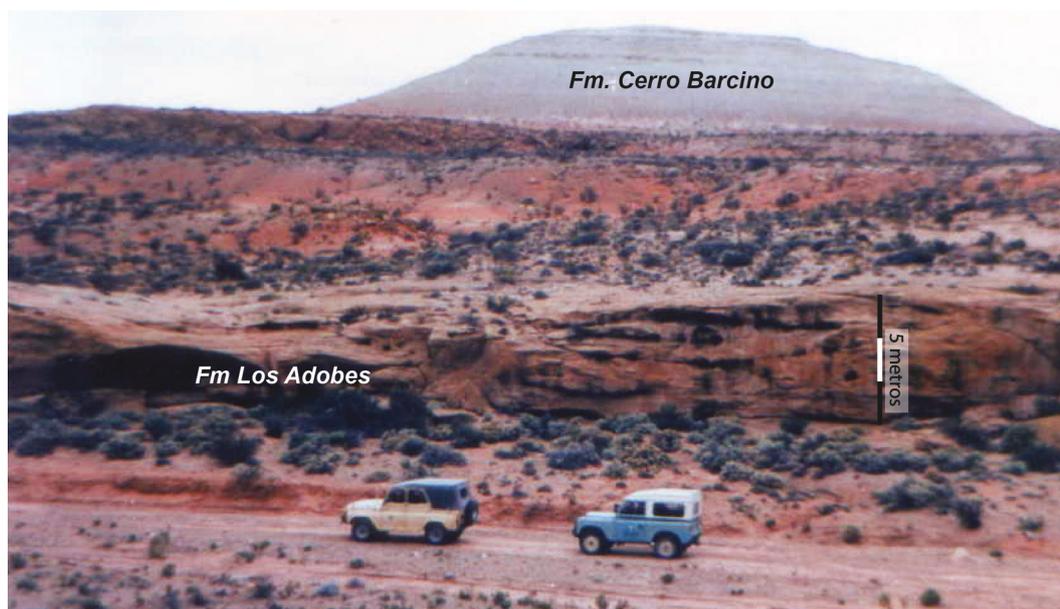


Figura. 13. Contacto neto entre la Fm. Los Adobes y la Fm. Cerro Barcino utilizado como nivel guía de correlación para el mapeo.

Figure 13. Sharp contact between Los Adobes Fm. and Cerro Barcino Fm. This contact was used as a marker horizon for mapping.

que indica que la configuración de esta cuenca no era exactamente la misma que existió durante el Jurásico ni tampoco durante la acumulación del Grupo Chubut. En los sectores más occidentales estas unidades se apoyan en discordancia por sobre las rocas de la Formación Lonco Trapial y la mayor parte de la columna jurásica-cretácica esta ausente. Esto, junto con la relación de discordancia sobre el Grupo Chubut, indican que existieron movimientos tectónicos en el lapso Cenomaniano-Campaniano (Scasso *et al.*, 2012b).

La Formación Paso del Sapo es muy poco fosilífera y ha sido asignada al Campaniano-Maastrichtiano por su contenido palinológico (Papú, 1988; Papú *et al.*, 1988). La Formación Lefipán ha sido atribuida al Maastrichtiano-Paleoceno temprano en base a sus moluscos fósiles (Medina *et al.*, 1990; Medina y Olivero, 1994; Scasso *et al.*, 2012a) y contiene además restos de plesiosaurios y un abundante contenido paleobotánico y palinológico (Barreda *et al.*, 2012).

Cenozoico (post-Daniano)

Los depósitos cenozoicos post-danianos en la cuenca de Cañadón Asfalto son mayormente volcánicos y volcanoclásticos (Petersen, 1946; Turner, 1983; Ardolino *et al.*, 1999; Ranalli *et al.*, 2011) y abarcan el lapso Eoceno - Mioceno inferior. El vulcanismo fue el proceso dominante (Aragón y

Mazzoni, 1997; Ardolino *et al.*, 1999) y generó relieve como consecuencia del apilamiento de sus depósitos. De ellos derivan mayormente sedimentos gruesos e inmaduros que se acumularon en las adyacencias a los centros volcánicos, sin que sea necesaria la existencia de importante espacio de acomodación por subsidencia en la cuenca, aunque este proceso se manifestó localmente, por ejemplo en la cuenca miocena de Gastre (Bilmes *et al.*, 2013).

En el margen occidental de la cuenca se desarrolló el Complejo Volcánico y Piroclástico del Río Chubut Medio o Faja de Pilcaniyeu (Aragón y Mazzoni, 1997), que habría evolucionado en forma de caldera durante el Eoceno. Corresponde a un magmatismo bimodal, calcoalcalino, de composición basáltica a riolítica (Rapela *et al.*, 1984), con predominio de ignimbritas. Dentro de éste, la Formación Laguna del Hunco contiene una importante flora fósil (e.g., Wilf *et al.*, 2003) que fue datada por estos autores en 52,2 Ma.

Las piroclastitas del Grupo Sarmiento (Eoceno a Mioceno inferior) están escasamente representadas en el margen occidental y en asomos aislados hacia el norte de la cuenca y contienen una amplia y variada fauna de mamíferos. Durante el Mioceno se acumularon en el sector oeste de la cuenca los sedimentos fluviales y lacustres de la Formación Collón Cura, con fuerte influencia piroclástica, en cuencas pequeñas y aisladas, limitadas por fallas.

Durante el Mioceno inferior a medio se acumularon las rocas subvolcánicas y volcánicas



Figura 14. Parte inferior de la Fm. Los Adobes (Megasecuencia K) en el cerro Fortín. Allí esta unidad presenta mayor espesor y granulometría más gruesa que en la zona oriental del depocentro Paso de Indios y está compuesta por depósitos de barras longitudinales conglomerádicas y cuñas arenosas de gran dimensión.

Figure 14. Lower part of the Los Adobes Fm. (Megasecuencia K) in the Cerro Fortín hill. In this area the unit is thicker and coarser-grained than in the eastern zone of the Paso de Indios depocenter and it is composed of longitudinal conglomerate bars and giant sand wedges.

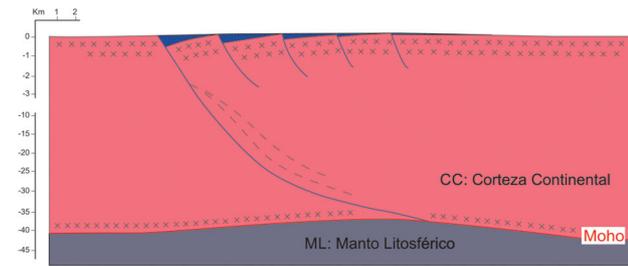
basálticas y traquíticas de la Formación El Mirador y parte del Complejo Quiñelaf (Ardolino *et al.*, 1999). Hacia el sector norte, superpuesta con la Cuenca de Cañadón Asfalto, se desarrolló durante el Neógeno la Cuenca de Gastre (Bilmes *et al.*, 2013). Según estos autores se trata de una cuenca de intraplaca limitada por fallas y montañas de bloque, cuyo relleno mayormente piroclástico y se extiende desde el Mioceno inferior (formaciones La Pava y Collón Cura) hasta tiempos recientes, en forma parcialmente contemporánea con la Formación El Mirador y con el Complejo Quiñelaf.

EVOLUCIÓN VOLCANO Y TECTO-SEDIMENTARIA DE LA CUENCA: DISCUSIÓN

Contexto geodinámico

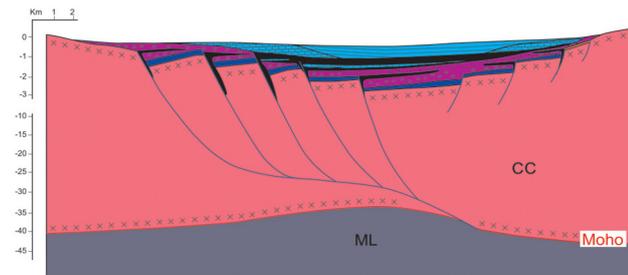
El área de estudio está ubicada en el extremo sur de la Placa Sudamericana, con movimiento hacia el oeste y convergente con las placas de Nazca y Antártida. Cuando comenzó a formarse la Cuenca de Cañadón Asfalto, en el Jurásico más temprano, Patagonia era parte del supercontinente Gondwana (Fitzgerald *et al.*, 1990; Peroni *et al.*, 1995) al cual podría haberse acrecionado junto con otra microplacas durante el Paleozoico tardío. Las

reconstrucciones tectonoestratigráficas temporales derivadas de las márgenes continentales del Océano Atlántico Sur y los datos de isocronas presentan superposiciones que indican que América del Sur y Africa no se habrían comportado como placas continentales rígidas durante el *rifting* intracratónico y las fases más tempranas de apertura del Atlántico Sur (Nürnberg y Müller, 1991). Hacia el fin del Mesozoico, cuando ya se había acumulado la mayor parte de la columna de la Cuenca de Cañadón Asfalto, el Océano Atlántico se encontraba bien desarrollado y se registró la primera gran ingesión marina de esta procedencia. La reconstrucción palinpástica a ambos márgenes del Océano Atlántico requiere la presencia de varias zonas extendidas y/o numerosas zonas menores de deformación intracontinental orientadas oblicuamente al eje principal del *rift* Atlántico. Por ejemplo, Jacques (2003) propuso la existencia de grandes zonas de acomodación estructural de intraplaca orientadas NO-SE atravesando la parte sur del continente sudamericano, representadas por grandes fallas y zonas de cizalla que controlaron la subsidencia y el levantamiento y, directa o indirectamente, la sedimentación, el magmatismo y el metamorfismo. Otros modelos no utilizan zonas de cizalla para acomodar el movimiento entre Sur America y los bloques Patagónicos (Heine *et al.*, 2013).



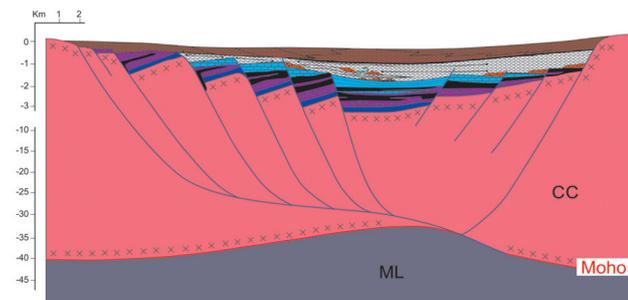
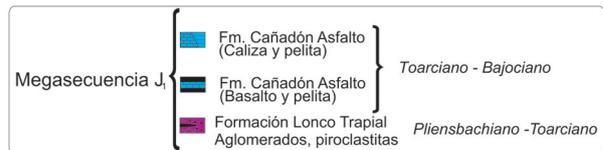
a) EXTENSIÓN INCIPIENTE

Extensión inicial y adelgazamiento de la corteza.
Depósitos fluvio-deltaicos y lacustres, vulcanismo explosivo



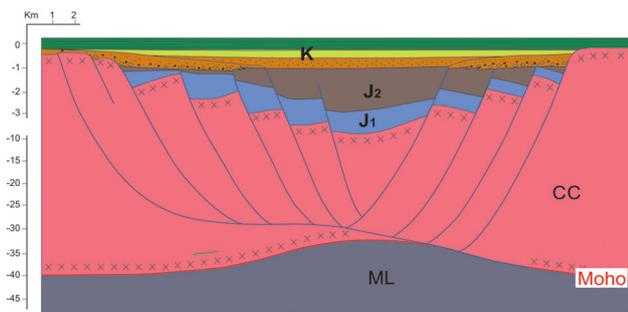
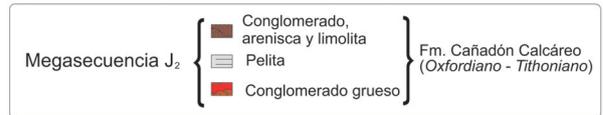
b) HEMIGRABEN JUVENIL

Desarrollo de un graben asimétrico. Bloques fallados y rotados, sintéticos con el borde original, que controlan la sedimentación.



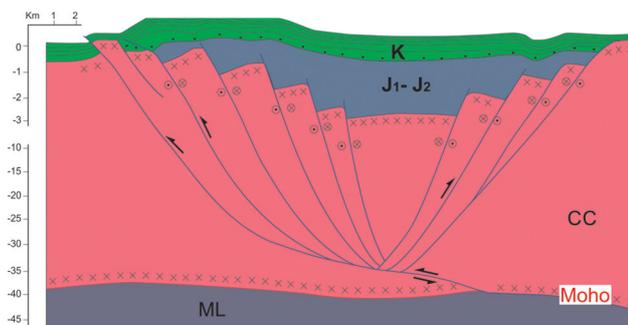
c) HEMIGRABEN MADURO

Fuerte asimetría. Continúa el fallamiento y la rotación de bloques. Aparecen fallas antitéticas en zonas de rampa y se forman cuencas transtensivas.



d) REACTIVACION Y SUSIDENCIA TERMAL

Fuerte rotación de bloques sobre su eje vertical. Esfuerzos transtensivos-transpresivos y levantamiento general en el límite Jurásico Cretácico, al inicio de la etapa. Posterior creación de espacio de acomodación ttrafagnico al inicio de la acumulaci3n del Grupo Chubut (Fm. Los Adobes), seguido de subsidencia ttrmica y colapso, con la acumulaci3n de la Fm. Cerro Barcino. Movimientos localizados hacia el final de la etapa, y acumulaci3n de las capas de las Fms. Paso del Sapo y Lefip3n.



e) INVERSI3N TECT3NICA

Se producen importantes esfuerzos compresivos que podr3an comenzar en el Paleoceno tard3o - Eoceno y llegan a su m3ximo en el Mioceno. Pueden crearse nuevas fallas o reactivarse las antiguas de acuerdo con su orientaci3n y siguiendo un modelo de bloques compresivos o de desplazamiento lateral. Hay grandes zonas de deformaci3n y otras sin movimiento. Las zonas de deformaci3n coinciden con los l3mites de bloques.

Figura 15. Evoluci3n tectosedimentaria de la cuenca de Cañad3n Asfalto (modificado de Figari, 2005).

Figure 15. Tectosedimentary evolution of the Cañad3n Asfalto Basin (modified after Figari, 2005).

Los lineamientos NO-SE sobre grandes bloques de basamento metamórfico del Precámbrico o del Paleozoico temprano controlaron el desarrollo de las cuencas de *rift* durante el Paleozoico tardío y hasta el Jurásico temprano (Rolleri, 1973) y se relacionaron a esfuerzos tensionales en la corteza superior atenuada. Pankhurst *et al.* (2006) vinculan el origen de estas cuencas a la colisión entre los macizos del Deseado y Somuncurá durante el Carbonífero (hace 320-310 Ma) que generó el desarrollo de una cuenca elongada NNO-SSE que persistió hasta el Pérmico (véase Ugarte, 1966; Lesta *et al.*, 1980). Los lineamientos NO-SE parecen haber controlado la formación de cuencas sedimentarias y zonas elevadas a través de sucesivas reactivaciones e inversiones, por lo menos hasta el Cretácico tardío (Scasso *et al.*, 2012b).

La ruptura de Gondwana fue acompañada por una extensión regional y el consecuente *rifting*. Los magmas en ascenso generaron anatexis en niveles medios de la corteza que fueron posteriormente extruidos como ignimbritas y lavas, bien expuestas en el Macizo del Deseado, y que rellenaron muchos de los hemigrábenes jóvenes del este de Patagonia. Los antiguos lineamientos NO permitieron acomodar la temprana extensión al noreste, complementados por fallas E-O que sirvieron de vías para la extrusión de magma en las zonas de transferencia del *rift*. Este evento extensional impactó en grandes áreas del sur de Gondwana (Uliana *et al.*, 1985; Cortés, 1990a,b) y coincidió aproximadamente con el *rifting* de las cuencas Cuyana y Neuquina (Charrier 1979), y de la cuenca del Karoo en Africa del Sur (Dingle *et al.*, 1983). Resultó en la acumulación de espesas sucesiones volcano-sedimentarias en cuencas elongadas NNO con estilo de hemigrábenes y limitada interconexión (de Giusto *et al.*, 1980; Uliana y Biddle, 1987, 1988; Franchi *et al.*, 1989; Figari *et al.*, 1994a,b).

En el caso de la Cuenca de Cañadón Asfalto la extensión que dio origen a la misma fue probablemente controlada por fallas de basamento de bajo ángulo (Figari, 2005), y en algunos casos con despegues subhorizontales y cizalla simple, presentando una clara similitud a los procesos descritos por Wernicke (1985) en los *Basin and Range* (Figari, 2005). El resultado de estos procesos fue el desarrollo de depocentros con geometría de hemigrábenes, numerosos, aislados, multiepisódicos y parcialmente diacrónicos (Figs. 3, 4). Estos depocentros que, con distinta polaridad, se orientan en una dirección general noroeste-

sudeste se desarrollaron al oriente de las sierras de Agnia y Lonco Trapial, que actuó como un límite paleogeográfico mayor (zona de *break away*) para la extensión y para la posterior inversión tectónica cenozoica (Fig. 4).

Tectonismo extensional del Jurásico Temprano y acumulación de la Megasecuencia J_1

La Cuenca de Cañadón Asfalto se inició en el Jurásico Temprano hace poco más de 188 Ma con el episodio tectónico extensional (Fig. 15) que dio lugar a la acumulación de la Megasecuencia J_1 . Las unidades que forman la Megasecuencia J_1 (formaciones Las Leoneras, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto) son concordantes y transicionales, o se encuentran separadas entre sí por discordancias erosivas o angulares de bajo ángulo. Se las considera parte de una misma megasecuencia porque las discontinuidades que se observan entre ellas son principalmente producto de la geometría particular de los ambientes deposicionales, y no de eventos tectónicos generales ni de prolongadas interrupciones en la sedimentación. Comprenden principalmente: 1) depósitos fluvio-lacustres formados en el contexto de una actividad tectónica y volcánica sin-sedimentaria, en depocentros relativamente pequeños; 2) depósitos volcánoclasticos producto de la generación de fuerte relieve asociado a aparatos volcánicos, construidos en varias fases de vulcanismo activo separadas por episodios de erosión. El relieve labrado en esos aparatos volcánicos, conjuntamente con la acumulación de los depósitos gruesos en bancos inclinados respecto de la paleohorizontal, dan lugar a la existencia de numerosas discordancias locales que, sin embargo, no representan verdaderas fases tectónicas ni involucran lapsos de tiempo muy prolongados. No se descarta aquí, sin embargo, que pudieran existir discordancias progresivas extensionales, sino que se afirma que no toda relación de angularidad entre capas en estas unidades es resultado de procesos tectónicos.

Los depósitos aluviales, fluviales y lacustres de la Formación Las Leoneras y equivalentes (Megasecuencia J_1 inferior) presentan procedencia del basamento cristalino y el vulcanismo recién se hace presente pocos millones de años después marcando un gradual pasaje a la Formación Lonco Trapial. Los hemigrábenes orientados al noroeste

(Fig. 3), en su etapa de extensión incipiente (Fig. 15a), se rellenaron primeramente con sedimentos terrestres en la cuenca de Cañadón Asfalto pero algunas decenas de kilómetros al oeste y suroeste, en la Sierra de Agnia, depocentros similares fueron inundadas por el mar, dando lugar a un brazo de mar conectado con el Océano Pacífico relleno por rocas volcánicas con intercalaciones marinas del Jurásico inferior (Robbiano, 1971; Musacchio y Riccardi, 1971; Musacchio 1975, 1981).

Las rocas volcánicas de la Formación Lonco Trapial son contemporáneas con el vulcanismo de otras regiones del margen sur del Gondwana. En la provincia del Chubut Uliana *et al.* (1985) asignan la Formación Lonco Trapial a una “faja volcánica central” de rumbo meridional y naturaleza intermedia entre una “faja occidental” a lo largo de la Cordillera de los Andes, compuesta mayormente por andesitas con afinidades típicas de arco (Formación Piltriquitrón y equivalentes) y una “faja oriental”, localizada actualmente a lo largo de la costa atlántica patagónica, compuesta mayormente por riolitas e ignimbritas riolíticas y riodacíticas (Complejo Marifil). Estos autores sugieren que las fajas central y oriental corresponden a una serie bimodal alcalina, formada en un sistema magmático extremadamente energético, bajo condiciones de esfuerzos regionales favorables para producir considerable extensión cortical.

En el modelo propuesto por Uliana *et al.* (1985) los basaltos generados por fusión parcial del manto se acumularon en la base de la corteza y rara vez alcanzaron la superficie. Sin embargo, la inyección de material caliente produjo fusión de material cortical, con el emplazamiento de grandes cámaras silíceas en un régimen extensional, que eventualmente sufren rupturas y extruyen grandes volúmenes de material piroclástico. Una interpretación diferente es la de Page y Page (1993), quienes sostienen que la “faja oriental”, más ácida y alcalina, se formó principalmente por fusión cortical en un retroarco que sufría extensión. En cambio, la “faja central” representaría un brazo oriental del arco volcánico jurásico del margen occidental de América del Sur, que se habría desprendido del arco principal producto de la extensión generalizada del momento. Intrusivos gábricos emplazados hacia el oeste, en la pre-Cordillera Patagónica, formarían parte de dicho sistema (Page y Page, 1993; 1999). También Zaffarana *et al.* (2013) argumentan la existencia de

un arco volcánico orientado NNO-SSE, producto de subducción en el margen sudoccidental del Gondwana, representado por el Batolito Subcordillerano y la Formación Piltriquitrón en la Provincia de Río Negro - al noroeste de la Cuenca de Cañadón Asfalto.

Regionalmente el vulcanismo se sostiene por un lapso de 40 ma. a partir del Toarciano, aunque migra hacia el sur y suroeste. El pulso volcánico representado por la Formación Lonco Trapial, mayormente andesítico, volcánicoclastico y con importantes espesores en los depocentros de la cuenca, es coetáneo con un episodio volcánico que se extendió a todo el margen sur del Gondwana. La Formación Lonco Trapial y unidades correlativas se incluyen en la Gran Provincia Ígnea de Chon Aike en Patagonia central y oriental y en la Península Antártica (Pankhurst *et al.*, 1998) o en la Gran Provincia Ígnea Mesozoica silícea de Patagonia (Féraud *et al.*, 1999), parcialmente contemporáneas con la Gran Provincia Ígnea basáltica de Karoo-Ferrar (Encarnación *et al.*, 1996) datada entre 181 y 183 Ma.

La Formación Lonco Trapial en la Cuenca de Cañadón Asfalto forma parte de la segunda etapa de relleno del *rift*, correspondiente al hemigraben juvenil (Fig. 15b), junto con la suprayacente Formación Cañadón Asfalto (Toarciano-Bajociano) que muestra localmente un vulcanismo mayormente basáltico-andesítico intercalado con sedimentos lacustres. La extrusión de coladas y depósitos volcánicoclasticos por debajo e intercaladas con sedimentos lacustres en los depocentros principales señalan una extensión continuada y la gradual maduración del sistema de *rift*. Las fangolitas negras de la Formación Cañadón Asfalto, de gran contenido orgánico, aunque de origen lacustre, pueden correlacionarse con fangolitas negras del Toarciano extendidas en todo el planeta, formadas en mares anóxicos durante un período de clima cálido global, posiblemente debido a cambios en la composición atmosférica luego de las grandes erupciones basálticas de Karoo-Ferrar y la liberación de metano hacia la atmósfera (Hesselbo *et al.*, 2007; Suan *et al.*, 2008; Bodin *et al.*, 2010). Este evento también se ha registrado en la Cuenca Neuquina (Al-Suwaidi *et al.*, 2010; Mazzini *et al.*, 2010). En el caso de la Formación Cañadón Asfalto, el alto aporte de materia orgánica estaría generado por la profusión de vegetación en las márgenes de los sistemas lacustres, debido al clima cálido dominante, junto con la materia orgánica propia del

extenso desarrollo de algas lacustres, tal como lo revela la impronta en la composición isotópica del C y O en estas rocas (Föllmi, *com. epist.*, 2014).

Reactivación extensional y acumulación de la Megasecuencia J_2

Alrededor del Calloviano se habría producido una reactivación tectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, evidenciada por la discordancia entre las formaciones Cañadón Asfalto y Cañadón Calcáreo, con generación de nuevos depocentros y la exhondación de algunos depocentros más antiguos dentro del sistema de *rift*, correspondiente con la tercera etapa denominada hemigraben maduro (Fig. 15c), en un marco tectónico consistente con el desarrollo de un *rift* maduro. Figari *et al.* (1999) sugieren que esto fue resultado de la evolución polifásica de un *rift* (véase también Ru y Piggot, 1986; Scott y Rosendahl, 1989), que continuaba hacia el sur. En los sectores elevados tales como umbrales y zonas de transferencia, los depósitos de la Formación Cañadón Asfalto habrían sido totalmente eliminados por erosión (Scasso *et al.*, 2013) y la Formación Cañadón Calcáreo se apoya directamente sobre el Formación Lonco Trapial o unidades más antiguas. La Megasecuencia J_2 incluye a la Formación Cañadón Calcáreo, acumulada en el Jurásico Tardío y equivalente, al menos en parte, a la Formación Anticlinal Aguada Bandera en la Cuenca Golfo San Jorge. Su posición estratigráfica ha permitido también correlacionarlas con los depósitos del “Neocomiano” de la región Andina y de la subcuenca de Río Mayo, pero las dataciones radimétricas indican que la Formación Cañadón Calcáreo es más antigua. En la figura 10 se ilustra la relación entre las formaciones Cañadón Calcáreo y Cañadón Asfalto en el depocentro Gorro Frigio. Los niveles de la Formación Cañadón Asfalto se encuentran fallados y rotados generando el espacio disponible para la depositación de los niveles pelíticos de la Formación Cañadón Calcáreo (Megasecuencia J_2). Estas últimas son ricas en materia orgánica, se acumularon en ambientes poco oxigenados y culminan con una sección condensada que representa el momento de máxima expansión de los sistemas lacustres. La sucesión concluye con una importante progradación fluvio-deltaica, erosionada parcialmente o totalmente previo a la acumulación del Grupo Chubut.

Los altos basamentales de la Sierra de Agnia han sido probablemente el elemento paleogeográfico que limitaba una influencia marina del Pacífico (Figari, 2005). Hacia el sur y el oeste, ya en la zona andina, el vulcanismo de Chon-Aike - Complejo Volcánico Sedimentario y las vulcanitas y los sedimentos intercalados, no sólo rellenaron los grábenes sino que se extendieron más allá de los depocentros iniciales (Clavijo, 1986; Scasso, 1989). El mar inundó el sector occidental y la expansión del fondo oceánico produjo una desactivación térmica gradual de esos depocentros (Figari *et al.*, 1999).

Durante este período la extensión debido a los movimientos de las placas litosféricas fue acomodada por una combinación compleja de extensión intracratónica y deformación multiepisódica de bloques con desarrollo de sistemas tipo *basin and range*, con hemigrábenes pequeños limitados por bloques montañosos elevados (e.g., Uliana y Biddle, 1988; Urien, 1996; Figari, 2005). Otra vía de interpretación sugiere el desarrollo de cuencas de tipo *pull-apart* (Silva Nieto *et al.*, 2002a) controlado por sistemas de falla E-O atravesando las fallas maestras de rumbo noroeste (Windhausen, 1924; Francheteau y Le Pichon, 1972; Rapela y Pankhurst, 1992).

Reactivación transpresiva/transtensiva y rotación de bloques

La cuarta etapa en la evolución de la cuenca (Fig. 15d) se inicia con una fase tectónica que habría tenido lugar cerca del límite Jurásico-Cretácico. Grandes áreas de la región se levantaron por la reactivación de las fallas maestras con orientación noroeste. Los hemigrábenes mayores fueron rotos en varias partes y levantados, formando cordones montañosos en los cuales afloraba el basamento, y fueron sometidos a fuerte erosión, mientras que otros se hundieron y acomodaron los sedimentos procedentes de las zonas elevadas. Hacia el suroeste se formaron “dorsales” (e.g., Dorsal Río Mayo, Barcat *et al.*, 1989; Scasso, 1989) que separaron el sector andino de la Cuenca del Golfo San Jorge. Bloques kilométricos habrían rotado en sentido horario dentro de un sistema de cizalla dextral (Geuna *et al.*, 2000) y la sedimentación en la Cuenca de Cañadón Asfalto prácticamente cesó. Este levantamiento generalizado que tuvo lugar durante el Jurásico más alto - Cretácico más bajo, constituye un evento tectónico de importancia en la cuenca y queda representado por la marcada

discordancia angular que separa al Grupo Chubut de todas las unidades jurásicas subyacentes (Fig. 12). Si bien no hay un claro registro sedimentario de este evento por existir un importante hiato estratigráfico, el comportamiento de la base de la Megasecuencia **K** con importantes cambios de facies y variaciones de espesor en las formaciones Los Adobes y unidades equivalentes sugiere que se creó el espacio de acomodación con fuerte control tafrogénico durante la parte intermedia de esta etapa (Fig. 15d). Los procesos que tuvieron lugar en la cuenca durante este lapso no están establecidos con precisión. Como hipótesis alternativas a la rotación vertical de bloques sugerida por Geuna *et al.* (2000) y la generación de un nuevo campo de esfuerzos extensional-transtensional (Figari 2005), pueden mencionarse desplazamientos de rumbo e inversión tectónica (Scasso *et al.*, 2012b), inversión tectónica (Allard *et al.*, 2011), *rifting* sinorogénico en una cuenca de antepaís fragmentado (Gianni *et al.*, 2015) o partición de la deformación en un contexto de reactivación extensional oblicua (Schlische *et al.*, 2002; Imber *et al.*, 2005).

Estadio de colapso y acumulación de la Megasecuencia **K**

En este estadio vuelve a registrarse importante acumulación de sedimentos en la Cuenca de Cañadón Asfalto, con la depositación de la mayor parte de la Megasecuencia **K** (Grupo Chubut) en neta discordancia angular sobre la Megasecuencia **J₂**. Según Ranalli *et al.* (2011) la tendencia retrogradacional en el relleno de la cuenca indica una creciente relación espacio de acomodación/aporte de sedimentos (A/S), registrado principalmente en la parte inferior de la Formación Cerro Barcino, mientras que la parte superior es progradante con relación A/S variable y se interpreta como depositada en una etapa de mayor estabilidad y bajo relieve (subsistencia térmica), aunque sería posible distinguir la influencia de una actividad diferencial en las zonas cercanas a los bordes activos de los antiguos depocentros (Ranalli *et al.*, 2011). Estos eventos corresponden a la parte intermedia y tardía de la cuarta etapa de la evolución de la cuenca (Fig. 15d).

Esta Megasecuencia tuvo mayor desarrollo en la vecina Cuenca del Golfo San Jorge, en la cual se acumularon varios kilómetros de sedimentos (Fig. 2). La parte inferior de esta Megasecuencia **K**

(informalmente denominada Chubutiano Inferior) muestra un claro control tafrogénico tanto en la Cuenca de Cañadón Asfalto como en la Cuenca del Golfo San Jorge (Formación Los Adobes en la primera y Formación Pozo D-129 en la segunda), aunque al finalizar esta etapa ambas cuencas comienzan a interconectarse parcialmente integrando su drenaje. Los depósitos de la parte superior de la Megasecuencia **K** correspondientes a la Formación Cerro Barcino superan los antiguos límites tafrogénicos traslapando unidades más viejas. En la Cuenca del Golfo San Jorge la lenta disipación de la anomalía térmica del *rift* dio origen a una fase de *sag* (Fitzgerald *et al.* 1990) o de transición entre un régimen de *rift* y una inversión tectónica (Barcat *et al.*, 1989), que ocurrió junto con la activa subducción a lo largo de una trincheras N-S en el Pacífico y el desarrollo del arco volcánico “Divisadero” en la zona Andina (Scasso, 1989). Figari *et al.* (1999) propusieron la existencia de esfuerzos extensionales-transtensionales en condiciones de “*back-arc*” para esta fase en la Cuenca del Golfo San Jorge. Las estructuras noroeste ya no fueron el principal control en la configuración de las cuencas y fueron reemplazadas total o parcialmente por estructuras este-oeste, ya presentes en el “grano” original del basamento de la Patagonia. La extensión principal fue norte-sur, ortogonal con la subducción en el margen pacífico. Otros autores tales como Gianni *et al.* (2015) presentan un contexto de cuenca de antepaís fragmentado mientras que Ramos (2015) considera que la generación de espacio responsable del Chubutiano es esencialmente carga tectónica y que puede ser considerada como una cuenca de antepaís.

De acuerdo con Chelotti (1997), en el Maastrichtiano cambió el arreglo de las placas y se incrementó la subsidencia, lo que provocó la primera transgresión atlántica que se dispone en suave discordancia angular sobre el Grupo Chubut en la Cuenca de Cañadón Asfalto, indicando que la actividad tectónica, si bien menor, no cesó de actuar en la cuenca. Con este evento se clausura la cuarta etapa en la evolución de la cuenca de Cañadón Asfalto (Fig. 15d).

Compresión y vulcanismo del Paleoceno-Eoceno en el borde occidental de la cuenca

Durante el Paleoceno-Eoceno se produjo la retirada del mar daniano y una deformación compresiva

en el borde occidental de la cuenca, en la zona del valle del Río Chubut entre Piedra Parada y Paso del Sapo. Allí se observa el desarrollo de una pequeña faja de fallas inversas de bajo ángulo, pliegues por propagación de fallas y pliegues por flexión de falla con una orientación noroeste-sureste y vergencia noreste, asociadas a fallas transcurrentes con orientaciones ESE-ONO u OSO-ENE y actitud subvertical (Ruiz *et al.*, 2005; Ruiz, 2007). En el resto de la cuenca prácticamente cesa la subsidencia (Figari y Courtade, 1993; Aragón y Mazzoni, 1997). El efecto de esta fase es importante sólo en el borde de la cuenca, aunque es sugestivo el cese de la subsidencia hacia el centro de la cuenca. La misma marca el inicio de la quinta etapa (Fig. 15e) mayormente caracterizada por la inversión tectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto.

Esta deformación del retroarco para el Paleoceno-Eoceno sería la más antigua de las deformaciones datadas para el Cenozoico en la Patagonia, ya que casi toda la deformación de retroarco sería allí posterior al Mioceno (e.g., Folguera y Ramos, 2002). Dada la cercanía del arco volcánico Paleoceno-Eoceno externo con la zona deformada de las sedimentitas cretácicas, ésta se habría producido por procesos transpresivos en una posición de retroarco interno.

Con posterioridad o parcialmente sincrónico con la etapa de deformación antes señalada se implanta el arco volcánico Paleoceno-Eoceno externo o extraandino (Rapela *et al.*, 1984). Corresponde a una faja de vulcanismo bimodal calcoalcalino (Rapela *et al.*, 1982) con características geoquímicas intermedias entre las de arco y las de basaltos de intraplaca con afinidades de manto oceánico. Es interpretado por Mahlburg Kay y Rapela (1987) como producto de la convergencia oblicua de la Placa de Aluk y Farallón con el margen occidental de Patagonia. Este arco volcánico está representado en el margen occidental de la cuenca de Cañadón Asfalto por el Complejo Volcánico y Piroclástico del Río Chubut Medio. Según Aragón y Mazzoni (1997) este complejo habría evolucionado en forma de caldera durante el Eoceno, y ha sido relacionado con procesos de intraplaca y extensionales en el retroarco del arco magmático Andino (Ardolino *et al.*, 1999).

La inversión tectónica miocena

Durante el Oligoceno?-Mioceno y probablemente hasta tiempos recientes se produjo el levantamiento

generalizado e inversión tectónica de la cuenca. Según Ranalli *et al.* (2011) es reflejo de un evento transpresivo iniciado en el Eoceno y que perduraría hasta el Mioceno temprano, previo al desarrollo de los cuerpos subvolcánicos y coladas lávicas del Complejo Quiñelaf y de la Formación El Mirador. Corresponde a la fase principal de la quinta etapa (Fig. 15e). La compresión cenozoica O-E reactivó las fallas originales del *rift* en forma inversa, invirtiendo parcialmente los depocentros y produciéndose a veces fallas antitéticas que generaron un plegamiento asociado de menor orden. Buenos ejemplos de este plegamiento se observan en el flanco oriental de las sierras de Agnia y de Jalalabat (Fig. 4). A partir del Mioceno inferior se desarrolló la Cuenca de Gastre (Bilmes *et al.*, 2013), como una cuenca de intraplaca limitada por fallas y montañas de bloque.

Durante la compresión cenozoica también se levantó la Sierra de Traquetrén, a lo largo de una importante falla con orientación NO-SE, que Figari y Courtade (1993) interpretaron como el borde de un depocentro extensional invertido. Este mismo episodio habría levantado la Sierra de San Bernardo y producido una faja plegada como resultado de transpresión e inversión tectónica (Chelotti, 1997), relacionada al desarrollo de la Cordillera de los Andes (Peroni *et al.* 1995). Ardolino *et al.* (1999) relacionaron esto con la migración del arco volcánico hacia el oeste, producto de un aumento en el ángulo de la zona de Benioff.

CONCLUSIONES

La Cuenca de Cañadón Asfalto presenta una importante columna de sedimentos jurásicos y cretácicos que se acumularon en varios depocentros denominados Gastre, Gan Gan, Fossatti, Valle de General Racedo, Gorro Frigio y Paso de Indios, separados por bloques basamentales en probables zonas de transferencia. La sedimentación tuvo lugar inicialmente en una zona de *rift*, que luego evolucionó en forma compleja con varias fases de deformación. Los sedimentos se agrupan en tres megasecuencias principales (J_1 , J_2 y K) separadas entre sí por discordancias de significado regional que se apoyan sobre un basamento de metamorfitas y granitoides del Paleozoico. La Megasecuencia J_1 está constituida por la Formación Las Leoneras, la Formación Lonco Trapial y la Formación Cañadón Asfalto y tiene una edad que se extiende entre el Hettangiano-

Sinemuriano?/Pliensbachiano y el Bajociano tardío. Estas unidades se acumularon en ambientes fluvial, lacustre y volcánico, con fuerte aporte de material volcánico, dentro de hemigrábenes propios de cada depocentro. El pasaje entre estas unidades es esencialmente transicional, la acumulación de grandes espesores de sedimentos tuvo lugar en un lapso relativamente corto y la Formación Lonco Trapial y la Formación Cañadón Asfalto son más antiguas de lo que tradicionalmente se consideró en la literatura. Se encuentran separadas entre sí por discordancias erosivas o angulares locales, que son el resultado de la geometría particular de los depósitos volcánicos o del entorno tectónico de un *rift* incipiente a juvenil, y que no tienen significado regional. El clima fue templado/cálido y húmedo, y la Cuenca de Cañadón Asfalto tiene una biodiversidad entre las dos mayores del planeta para este lapso. Las fangolitas negras de la Formación Cañadón Asfalto representan el evento anóxico global del Toarciano en la Cuenca de Cañadón Asfalto.

La Megasecuencia J_2 incluye un importante espesor de sedimentos continentales, aluviales y lacustres, correspondientes a la Formación Cañadón Calcáreo, de edad oxfordiana-kimmeridgiana, que tradicionalmente había sido considerada más joven. Esta unidad se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Cañadón Asfalto, producto de cambios en la configuración de la cuenca. El espacio de acomodación de los sedimentos fue creado por una reactivación tectónica en el *rift* maduro durante el Calloviano-Tithoniano con el desarrollo de sistemas tipo *basin and range*, con hemigrábenes pequeños limitados por bloques elevados y zonas de transferencia. La Megasecuencia J_2 es parcialmente equivalente a la Formación Anticlinal Aguada Bandera en la Cuenca Golfo San Jorge. El clima templado/cálido con estación seca permitió el desarrollo de una importante biota, con una rica asociación palinológica en pelitas negras lacustres con peces, a las que se sobrepone una importante progradación fluvio-deltaica acumulada en un lapso de alrededor de 1 ma. En muchos sectores de la cuenca esta sucesión progradante habría sido erosionada parcial o totalmente con anterioridad a la acumulación del Grupo Chubut.

Posteriormente a la acumulación de la Megasecuencia J_2 , entre el Tithoniano y el Hauteriviano, se desarrolló un tectonismo regional transpresivo/transtensivo con un sistema de cizalla dextral que

produjo una importante rotación de bloques sobre su eje vertical y el levantamiento de grandes áreas por la reactivación de las fallas maestras, cesando prácticamente la sedimentación. Este evento tectónico queda representado por la marcada discordancia angular que separa al Grupo Chubut de todas las unidades jurásicas subyacentes. Los cambios de facies y variaciones de espesor en la base de la Megasecuencia K sugieren que se creó espacio de acomodación hacia el fin de esta etapa.

La Megasecuencia K incluye a los niveles continentales del Grupo Chubut *sensu lato* (Lesta, 1968) del Barremiano-Campaniano junto con depósitos marinos y litorales de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán del Campaniano-Daniano, representativos de la primera transgresión atlántica en la cuenca. En esta etapa vuelven a acumularse importantes espesores de sedimentos en un estadio de colapso y expansión de la cuenca (*sag*) por la lenta disipación de la anomalía térmica. Las estructuras noroeste ya no fueron el principal control en la configuración de las cuencas y fueron reemplazadas total o parcialmente por estructuras E-O, ya presentes en el “grano” original del basamento de la Patagonia. La extensión principal fue norte-sur, ortogonal con la subducción en el margen pacífico.

Durante el Paleoceno-Eoceno se produjo deformación compresiva en el borde occidental de la cuenca, mientras que en el resto de la cuenca prácticamente cesó la subsidencia, indicando la presencia de deformación de retroarco antigua por detrás del arco volcánico Paleoceno-Eoceno ubicado más al oeste, representado en el margen occidental de la cuenca de Cañadón Asfalto por el Complejo Volcánico y Piroclástico del Río Chubut Medio.

Durante el Oligoceno?-Mioceno y probablemente hasta tiempos recientes se produjo el levantamiento generalizado e inversión tectónica de la cuenca, acompañado por plegamiento localizado, corrimientos y numerosos sistemas de fallas. Durante este evento se levantó la Sierra de Traquestrén, a lo largo de una importante falla con orientación NO-SE, por inversión del borde de un depocentro extensional, sincrónicamente con la formación de la Sierra de San Bernardo, localizada al sureste de la cuenca.

Agradecimientos

Agradecemos a la ANPCYT, al CONICET y a UBACYT por subsidiar las presentes investigaciones.

A H. Vizán por su lectura crítica del manuscrito, sus sugerencias y sus interesantes aportes sobre el origen de la cuenca. A J.L. Carballido por sus comentarios sobre la edad del Grupo Chubut. A los revisores de este trabajo J. Allard y A. Bilmes, quienes junto con el editor E. Schwarz realizaron una detallada lectura y acertadas sugerencias. A nuestras familias por su infinita paciencia y apoyo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Al-Suwaidi, A.H., G.N. Angelozzi, F. Baudin, S.E. Damborenea, S.P. Hesselbo, H.C. Jenkyns, M.O. Manceñido y A.C. Riccardi, 2010. First record of the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event from the Southern Hemisphere, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 167:633-636.
- Allard, J.O., R. Giacosa y J. Paredes, 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación Los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: Implicancias en la evolución tectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *VIII Congreso Geológico Argentino Actas*:988-989, Neuquén.
- Allard, J.O., J.M. Paredes, N. Foix y R.E. Giacosa, 2012. Un test sedimentológico para establecer el límite entre las cuencas de Cañadón Asfalto y del Golfo San Jorge durante la depositación del Grupo Chubut (Cretácico): Implicancias paleogeográficas de datos de paleoflujo. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología Actas*:241-242, Salta.
- Allard J.O., J.M. Paredes, N. Foix y R.E. Giacosa, 2014. Arquitectura fluvial del Grupo Chubut en el ámbito de la cuenca de Cañadón Asfalto: ¿validación o refutación del modelo de Smith? *XIV Reunión Argentina de Sedimentología Actas*:14-15, Puerto Madryn.
- Allard J.O., J.M. Paredes, N. Foix y R.E. Giacosa, 2015. Conexión cretácica entre las Cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto (Patagonia): paleogeografía, implicancias tectonoestratigráficas y su potencial en la exploración de hidrocarburos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72:21- 37.
- Aragón, E. y M. Mazzoni, 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52:243-256.
- Ardolino, A., M. Franchi, M. Remesal y F. Salani, 1999. La sedimentación y el volcanismo Terciarios en la Patagonia Extraandina: El volcanismo en la Patagonia Extraandina. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Buenos Aires. 579-612.
- Baéz, A.M. y L. Nicoli, 2008. A new species of Notobatrachus (Amphibia, Salientia) from the Middle Jurassic of northwestern Patagonia. *Journal of Paleontology* 82:372-376.
- Barcat, C., J.S. Cortiñas, V.A. Nevistic y H.E. Zucchi, 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6:319-345.
- Barreda, B.D., N.R. Cúneo, P. Wilf, E.D. Currano, R.A. Scasso y H. Brinkhuis, 2012. Cretaceous/Paleogene floral turnover in Patagonia: Drop in diversity, low extinction, and a Classopollis spike. *PLoS ONE* 7(12): e52455.
- Bilmes, A., L. D'Elia, J.R. Franzese, G.D. Veiga y M. Hernández, 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601:98-111.
- Bilmes A, L. D'Elia, G.D. Veiga y J.R. Franzese, 2014. Relleno intermontano en el Antepaís Fragmentado Patagónico: evolución neógena de la Cuenca de Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71:311-330.
- Blasco, G., R. Levy y F. Nullo, 1979. Los ammonites de la Formación Osta Arena (Liásico) y su posición estratigráfica, Pampa de Agnia, Prov. del Chubut. *VII Congreso Geológico Argentino Actas* 2:407-429, Neuquén.
- Bodin, S., E. Mattioli, S. Fröhlich, J.D. Marshall, L. Boutib, S. Lahsini y J. Redfern, 2010. Toarcian carbon isotope shifts and nutrient changes from the Northern margin of Gondwana (High Atlas, Morocco, Jurassic): Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297:377-390.
- Bodnar, J., I.H. Escapa, N.R. Cúneo y S. Gnaedinger, 2013. First Record of Conifer Wood from the Cañadón Asfalto Formation (Early-Middle Jurassic), Chubut Province, Argentina. *Ameghiniana* 50:227-239.
- Bonaparte, J.F., 1979. Dinosaurs: a Jurassic assemblage from Patagonia. *Science* 205:1377-1379.
- Bonaparte, J.F. y Z.B. de Gasparini, 1978. Los saurópodos de los grupos Neuquén y Chubut, y sus relaciones cronológicas. *VII Congreso Geológico Argentino Actas* 2:393-406, Neuquén.
- Bonetti, M., 1964. Flora mesojurásica de la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino), Chubut. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Paleont.*, 1-2:23-43.
- Cabaleri, N.G. y C. Armella, 1999. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano), en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cándor, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54:375-388.
- Cabaleri, N.G. y C. Armella, 2005. Influence of a biohermal belt on the lacustrine sedimentation of the Cañadón Asfalto Formation (Upper Jurassic, Chubut province, southern Argentina). *Geologica Acta* 3:205-214.
- Cabaleri N.G. y C.A. Benavente, 2013. Sedimentology and paleoenvironments of the Las Chacritas carbonate paleolake, Cañadón Asfalto Formation (Jurassic), Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology* 284-285:91-105
- Cabaleri, N.G., C. Armella y D.G. Silva Neto, 2005. Saline lakes of Cañadón Asfalto Formation (Middle-Upper Jurassic), Cerro Cándor, Chubut Province (Patagonia), Argentina. *Facies* 51: 350-364.
- Cabaleri, N.G., C. Armella, D.G. Silva Nieto y W. Volkheimer, 2006. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) en los depocentros de Cerro Cándor y Gastre - Gan Gan, Provincia del Chubut. *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunión Argentina de Sedimentología Resúmenes*:64, San Carlos de Bariloche.
- Cabaleri, N.G., D.G. Silva Nieto, C. Armella, O.F. Gallego, M.C. Cagnoni, A.M. Ramos y H.O. Panarello, 2008a. Estratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) localidades tipo: río Chubut medio, Depocentro de Cerro Cándor, Cuenca de Cañadón Asfalto, Patagonia, República Argentina. *XVII Congreso Geológico Argentino*, Resúmenes:821-822, San Salvador de Jujuy.
- Cabaleri, N.G., W. Volkheimer, C. Armella, O. Gallego, D.G. Silva Nieto, M. Paez y M. Cagnoni, 2008b. Continental aquatic environments of the Jurassic in extraandean Patagonia. *XII Reunión Argentina de Sedimentología*, Resúmenes:47, Buenos Aires.
- Cabaleri, N.G., W. Volkheimer, D.G. Silva Nieto, C. Armella, M.

- Cagnoni, N. Hauser, M. Matteini, y M.M. Pimentel, 2010. U-Pb ages in zircons from Las Chacritas and Puesto Almada members of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation, Chubut Province, Argentina. *VII SSAGI South American Symposium of Isotope Geology*, Resúmenes:190-193, Brasilia.
- Carballido, J.L., O.W.M. Rauhut, D. Pol y L. Salgado, 2011. Osteology and phylogenetic relationships of *Tehuelchesaurus benitezii* (Dinosauria, Sauropoda) from the Upper Jurassic of Patagonia. *Zoological Journal of the Linnean Society* 163:605-662.
- Cazau, L., D. Mancini, J. Cangini y L. Spalletti, 1989. Cuenca de Ñirihuau. En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6:299-318.
- Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento Geología, *Comunicaciones* n° 26:1-37.
- Chebli, G., 1971. *Levantamiento geológico y perfil Anticlinal Villagra (Depto. Paso de Indios-Chubut)*. YPF, Informe interno, 77 pp. (inédito).
- Chebli, G., 1973. *Levantamiento geológico zona sur del curso medio del Río Chubut, entre la Meseta del Canquel, Sierra Cuadrada e Inmediaciones de la Sierra Negra (Depto. Paso de Indios-Chubut)*. YPF, Informe interno, 83 pp. (inédito).
- Chebli, G.A., C. Nakayama, J.C. Sciutto y A.A. Serraiotto, 1976. Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima. *IV Jornadas Geológicas Argentinas Actas* 1:375-392.
- Chelotti, L. A., 1997. Evolución tectónica de la Cuenca del Golfo San Jorge en el Cretácico y Terciario; algunas observaciones desde la interpretación sísmica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 49:62-82.
- Clavijo, R., 1986. Estratigrafía del Cretácico Inferior en el Sector Occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época 9:15-32.
- Codignotto, J., F. Nullo, J. Panza y C. Proserpio, 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia del Chubut. *VII Congreso Geológico Argentino Actas* 1:471-480, Neuquén.
- Cortés, J.M., 1990a. Estratigrafía de las sucesiones volcanosedimentarias jurásicas del Chubut Central, entre Paso de Indios y El Sombrero. *Revista Asociación Geológica Argentina* 45:69-84.
- Cortés, J.M., 1990b. Reactivación Tectónica Jurásico-Cretácica en el Chubut Central, Argentina. *XI Congreso Geológico Argentino Actas* 2:315-317, San Juan.
- Cortiñas, J.S., 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* 1:147-163, Buenos Aires.
- Cúneo, R., I.H. Escapa, D. Pol, R.A. Scasso y O. Rauhut, 2010. Datos preliminares sobre la estratigrafía del Jurásico de Gastre, Chubut. *IV Simposio Argentino Jurásico y sus Límites*, Resúmenes:15, Bahía Blanca.
- Cúneo, R., J. Ramezani, R.A. Scasso, D. Pol, I. Escapa, A.M. Zavattieri y S. Bowring, 2013. High-precision U-Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Central Patagonia: implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research* 24:1267-1275
- Dalla Salda, L., R. Varela, C.A. Cingolani y E. Aragón, 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7:377-386.
- Di Capua, A., 2014. *Volcanism versus Tectonics in the Sedimentary Record, third case history Volcanism versus tectonics in a Jurassic continental basin: from the Las Leoneras Formation to the Lonco Trapial Formation (Cañadón Asfalto Basin, Chubut Province, Argentina)*. Dipartimento di Scienze della ambiente e del territorio e di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano-Bicocca. PhD Thesis, pp. 70-92.
- Dingle, R.V., W.G. Siesser y A.R. Newton, 1983. *Mesozoic and Tertiary geology of southern Africa*. Rotterdam, A. A. Balkema, 375 pp.
- Elgorriaga, A., I.H. Escapa, B. Bomfleur, R. Cúneo y E.G. Ottone, 2015. Reconstruction and phylogenetic significance of a new *Equisetum linnaeus* species from the Lower Jurassic of Cerro Bayo (Chubut Province, Argentina). *Ameghiniana* 52:135-152
- Encarnación, J., T.H. Fleming, D.H. Elliot y H.V. Eales, 1996. Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana. *Geology* 24:535-538.
- Escapa, I.H., 2009. *La tafoflora de la formación Cañadón Asfalto, Jurásico Medio Superior de Chubut. Taxonomía, Bioestratigrafía y Paleofitogeografía*. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Comahue, pp. (inédito).
- Escapa, I.H., R. Cúneo y G. Cladera, 2008a. New evidence for the age of the Jurassic Flora from Cañadón del Zaino, Sierra de Taquetrén, Chubut. *Ameghiniana* 45:33-637.
- Escapa, I.H., J. Sterli, D. Pol y L. Nicolí, 2008b. Jurassic tetrapods and flora of Cañadón Asfalto Formation in Cerro Cóndor area, Chubut province, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64:613-624.
- Escapa, I.H., R.N. Cúneo, R.A. Scasso y A.M. Zavattieri, 2010. La flora liásica del Cerro Bayo, Noroeste de Chubut y su importancia en el contexto de Patagonia y Antártida. *IV Simposio Argentino Jurásico y sus Límites* Resúmenes:15, Bahía Blanca.
- Escapa, I.H., G.W. Rothwell, R.A. Stockey y N.R. Cúneo, 2012. Seed cone anatomy of Cheirolepidiaceae (Coniferales): Reinterpreting *Pararaucaria patagonica* Wieland. *American Journal of Botany* 99:1058-1068.
- Escapa, I.H., N.R. Cúneo, G.W. Rothwell y R.A. Stockey, 2013. *Pararaucaria delfueyoi* from the late Jurassic Cañadón Calcáreo Formation, Chubut, Argentina: insights into the evolution of Cheirolepidiaceae. *International Journal of Plant Sciences* 174:445-457.
- Escapa, I.H., B. Bomfleur, N.R. Cúneo, y R.A. Scasso, 2014. A new marattiaceous fern from the Lower Jurassic of Patagonia (Argentina): the renaissance of Marattiopsis. *Journal of Systematic Palaeontology*, DOI: 10.1080/14772019.2014.936974.
- Féraud, G., V. Alric, M. Fornari, H. Bertrand y M. Haller, 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172:83-96.
- Ferello, R. y P.J. Lesta, 1973. Acerca de la existencia de una dorsal interior en el sector central de la serranía de San Bernardo, Chubut. *V Congreso Geológico Argentino Actas* IV:19-26, Villa Carlos Paz.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia I*. Dirección General, YPF, Informe interno, 334 pp.
- Figari, E.G., 2005. *Evolución Tectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto*. Tesis Doctoral 3896, Facultad de Ciencias Exactas y

- Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires. Biblioteca Digital FCEN-UBA, 198 pp. (inédito).
- Figari, E.G. y S.F. Courtade**, 1993. Evolución Tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos* Actas I:66-77, Mendoza.
- Figari, E.G. y D.G. García**, 1992. Análisis litofacial y arquitectónico de los depósitos continentales mesocretácicos, aflorantes en el Cerro Fortín, Chubut, Argentina. *IV Reunión Argentina de Sedimentología* Actas I:119-126, La Plata.
- Figari, E.G., S.F. Courtade y J.F. Homovc**, 1992a. Estructura de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut. YPF, Informe interno, 77 pp. (inédito).
- Figari, E.G., S.F. Courtade y L.A. Constantini**, 1992b. Stratigraphy and Tectonics of Cañadón Asfalto Basin, Lows of Gastre and Gan Gan, Chubut, Argentina. En A.C. Riccardi (Ed.), *Advances in Jurassic Research*. Transect Publications, Switzerland. *Geo Research Forum* 5 (1-2):359-368.
- Figari, E.G., S.F. Courtade y L.A. Constantini**, 1994a. Stratigraphy and Tectonics of Cañadón Asfalto Basin, Lows of Gastre and Gan Gan, Chubut, Argentina. En A.C. Riccardi (Ed.), *4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology*. Transect Publications, Geo Research Forum (1-2):359-368.
- Figari, E.G., S.F. Courtade y L.A. Constantini**, 1994b. Estratigrafía y tectónica de los bajos de Gastre y Gan Gan. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época 10:75-82.
- Figari, E.G., E. Strelkov, G. Laffitte, M. Cid De La Paz, S.F. Courtade, J. Celaya, A. Vottero, P. Lafourcade, R. Martinez y H. Villar**, 1999. Los Sistemas Petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis Estructural, Estratigráfica y Geoquímica. En G. Laffitte, H. Villar y L. Legarreta (Eds.), *Los Sistemas Petroleros de Argentina. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mar del Plata.
- Figari, E.G., E. Strelkov, M. Cid De La Paz, J. Celaya, G. Laffitte y H. Villar**, 2002. Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis Estructural, Estratigráfica y Geoquímica. *Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*, Calafate.
- Figari, E.G.**, 2011. The Sierra de la Manea Formation (Titho-Neocomian) Composite- Stratotype, Cañadon Asfalto Basin, Patagonia, Argentina. *XVIII Congreso Geológico Argentino* Actas:1012-1013, Neuquén.
- Fitzgerald, M., M. Mitchum, M. Uliana y K. Biddle**, 1990. Evolution of the San Jorge Basin. Argentina. *AAPG Bulletin* 74:879-920.
- Flores, M.A.**, 1948. *Investigaciones en el río Chubut medio entre los cerros Cóndor y Pavada (Territorio Nacional del Chubut)*. YPF, Informe interno, 72 pp. (inédito).
- Folgera, A. y V. Ramos**, 2002. Los efectos producidos por la aproximación, colisión y subducción de dorsales pacíficas en los Andes Patagónicos. *Acta Geológica Hispanica* 37:329-353.
- Foix, N., J.O. Allard, J.M. Paredes y R.E. Giacosa**, 2012. Fluvial styles, palaeohydrology and modern analogues of an exhumed, Cretaceous fluvial system: Cerro Barcino Formation, Cañadón Asfalto Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 34:298-307.
- Francheteau, J. y X. Le Pichon**, 1972. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. *AAPG Bulletin* 56:991-1007.
- Frenguelli, J.**, 1949. Los estratos con Estheria en el Río Chubut (Patagonia). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4:11-24.
- Gallego O.F., N.G. Cabaleri, C. Armella, W. Volkheimer, S.C. Ballent, S. Martínez, M.D. Monferran, D.G. Silva Nieto y M.A. Páez**, 2011. Paleontology, sedimentology and paleoenvironment of a new fossiliferous locality of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation, Chubut Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 31:54-68
- Gema S.R.L.**, 1995. *Informes bioestratigráficos sobre muestras del sondeo GF es-1*. YPF S.A. (inédito).
- Geuna, S., R. Somoza, H. Vizán, E.G. Figari y C. Rinaldi**, 1999. Paleomagnetismo de unidades del Jurásico Superior-Cretácica Inferior de la cuenca de Somuncurá - Cañadón Asfalto (Chubut): Evidencias de bloques rotados. *XIV Congreso Geológico Argentino* Actas I:314-317, Salta.
- Geuna, S., R. Somoza, H. Vizán, E.G. Figari y C. Rinaldi**, 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key constraint to the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana? *Earth and Planetary Science Letters* 181:145-160.
- Heine C., J. Zoethout y R.D. Muller**, 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth* 4:215-253.
- Herbst, R.**, 1966. La Flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Patagonia. *Ameghiniana* 4:337-347.
- Herbst, R. y L. Anzótegui**, 1968. Nuevas plantas de la flora del Jurásico Medio (Matildense) de Taquetrén, Prov. Chubut. *Ameghiniana* 5:183-190.
- Hesselbo, S.P., H.C. Jenkyns, L.V. Duarte y L.C.V. Oliveira**, 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters* 253:455-470.
- Homovc, J., E.G. Figari y S. Courtade**, 1991. *Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut*. YPF, Informe interno, 42 pp. (inédito).
- Imber J., R.E. Holdsworth, K.J.W. McCaffrey, R.W. Wilson, R.R. Jones, R.W. England y G. Gjeldvik**, 2005. Early Tertiary sinistral transpression and fault reactivation in the western Voring Basin, Norwegian Sea: Implications for hydrocarbon exploration and pre-breakup deformation in ocean margin basins. *AAPG Bulletin* 89:1043-1069.
- Jacques, J.M.**, 2003. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: inferences on the position of South American intraplate accommodation zones and their control on South Atlantic opening. *Journal of the Geological Society of London* 160:703-717.
- Legarreta, L., G.A. Laffitte y S.A. Minniti**, 1999. Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en las series jurásico-cretácicas del depocentro periandino. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* Actas I:145-175, Mar del Plata.
- Lesta, P.J.**, 1968. Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge. *II Jornadas Geológicas Argentina* Actas I:251-289, Buenos Aires.
- Lesta, P.J. y R. Ferello**, 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En A.F. Leanza (Ed.), *I Simposio Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias Actas:601-653, Córdoba.
- Lesta, P.J., R. Ferello y G. Chebli**, 1980. Chubut Extrandino. En J.C.M. Turner (Ed.), *II Simposio Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias Actas II:1307-1387, Córdoba.
- Lince Klinger, F., M.P. Martínez, M.E. Gimenez y A.I. Robador**, 2011. Geometría y profundidad del basamento cristalino en la fosa de Gastre, a partir de datos gravimétricos. *XVIII Congreso Geológico Argentino* Actas:1186-1187, Neuquén.
- Lizuain, A. y D.G. Silva Nieto**, 1996. Estratigrafía Mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Traquetrén), Provincia del Chubut. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de*

- Exploración de Hidrocarburos Actas I:479-493*, Buenos Aires.
- López Arbarello, A., O.W.M. Rauhut y K. Moser**, 2008. Jurassic fishes of Gondwana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:557-585.
- López de Lucchi, M.G. y M.E. Cerredo**, 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Rio Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25:526-546.
- Llorens, M. y M. G. Passalia**, 2014. Contenido florístico del Grupo Chubut, Cretácico de Patagonia: aportes bioestratigráficos. *XIV Reunión Argentina de Sedimentología Actas:158-159*, Puerto Madryn.
- Mahlburg Kay, S. y C.W. Rapela**, 1987. El volcanismo de Terciario inferior y medio en los Andes Norpatagónicos (40°-42°30' S): origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. *X Congreso Geológico Argentino Actas IV:192-194*, San Miguel de Tucumán.
- Martínez Dopico, C.I., M.G. López de Luchi, A.E. Rapalini e I.C. Kleinhanns**, 2011. Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm-Nd isotope systematics. *Journal of South American Earth Sciences* 31:324-341.
- Masiuk, V.**, 1991. *Bioestratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto. Perfil "Sud-oeste Puesto Currumil"*. YPF, Informe interno, 68 pp. (inédito).
- Mazzini, A., H. Svensen, H.A. Leanza, F. Corfu y S. Planke**, 2010. Early Jurassic shale chemostratigraphy and U-Pb ages from the Neuquén Basin (Argentina): Implications for the Toarcian Oceanic Anoxic Event. *Earth and Planetary Science Letters* 297:633-645.
- Medina, F.A. y E.B. Olivero**, 1994. Paleontología de la Formación Lefipán (Cretácico-Terciario) en el Valle Medio del Río Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48:104.
- Medina F.A., H.H. Camacho y E.C. Malagnino**, 1990. Bioestratigrafía del Cretácico superior - Paleoceno Marino de la Formación Lefipán, Barranca de los Perros, Río Chubut, Chubut. *Vº Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas VII:137-142*, San Miguel de Tucumán.
- Merle O.**, 2011. A simple continental rift classification. *Tectonophysics* 513:88-95.
- Morley, C.K., R.A. Nelson, T.L. Patton y S.G. Munn**, 1990. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin* 74:1234-1253.
- Musacchio, E.A.**, 1975. Sobre algunas consideraciones estratigráficas acerca del Jurásico de Pampa de Agnia, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30:115.
- Musacchio, E.A.**, 1981. Estratigrafía de la Sierra Pampa de Agnia, en la región extraandina de la Provincia del Chubut, Argentina. *VIII Congreso Geológico Argentino Actas III:343-357*, San Luis.
- Musacchio, E.A.**, 1995. Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y el Cretácico en la comarca del valle medio del río Chubut, Argentina. *VI Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía Actas:179-187*, Trelew.
- Musacchio, E.A. y A.C. Riccardi**, 1971. Estratigrafía principalmente del Jurásico, en la Sierra de Agnia, Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26:272-273.
- Musacchio, E.A., Beros, C. e I. Pujana**, 1990. Microfósiles continentales del Jurásico y Cretácico del Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. En W. Volkheimer (Ed.), *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur Actas II:355-383*, Mendoza.
- Musacchio, E. y G. Chebli**, 1975. Ostrácodos marinos y carófitas del Cretácico Inferior en las provincias de Chubut y Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 12:70-96.
- Musacchio, E. y P. Vallati**, 1993. *Informes bioestratigráficos sobre muestras de la Comisión Geológica Nº2*. YPF, Informe interno, 56 pp. (inédito).
- Nakayama, C.**, 1972. *Informe geológico preliminar de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf, Provincia de Chubut*. YPF, Informe interno, 66 pp. (inédito).
- Nakayama, C.**, 1973. Sedimentitas pre-Bayocianas en el extremo austral de la Sierra de Taquetrén, Chubut (Argentina). *Jornadas Geológicas Argentinas Actas:269-277*.
- Nulló, F. E.**, 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c Pampa de Agnia, Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 199, 94 pp. Buenos Aires.
- Nulló, F. y C. Proserpio**, 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 30:133-150.
- Nürnberg, D. y R.D. Müller**, 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191:27-53.
- Olivera, D.E.**, 2012. *Estudio palinológico y palinofacies del Jurásico Medio y Tardío de la Provincia de Chubut: Sistemática, Bioestratigrafía y Paleoecología*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, 187 pp. (inédito).
- Olivera, D.E., Zavattieri, A.M. y M.C. Quattrocchio**, 2015. The palynology of the Cañadón Asfalto Formation (Jurassic), Cerro Cóndor depocentre, Cañadón Asfalto Basin, Patagonia, Argentina: palaeoecology and palaeoclimate based on eco-group analysis. *Palynology*, DOI:10.1080/01916122.2014.988382.
- Page, R. y S. Page**, 1993. Petrología y significado tectónico Jurásico volcánico del Chubut central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43:41-58.
- Page, R. y S. Page**, 1999. Las diabasas y gabros del Jurásico de la Precordillera del Chubut. En R. Caminos (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires. *Anales* 29:489-495.
- Page, R., A. Ardolino, R.E. de Barrio, M. Franchi, A. Lizuain, S. Page y D. Silva Nieto**, 1999. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En R. Caminos (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires. *Anales* 29:460-488.
- Pankhurst, R.J., P.T. Leat, P. Sruoga, C.W. Rapela, M. Márquez, B.C. Storey y T.R. Riley**, 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81 113-136.
- Pankhurst, R.J., C.W. Rapela, C.M. Fanning, C.M. y M. Márquez**, 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76:235-257.
- Papú, O.H.**, 1988. Estudio palinológico de la Formación Paso del Sapo (Cretácico superior) en la localidad de Los Fortines, Valle Medio del Río Chubut. Parte 2: Esporas triletes Murornati, Tricassati y esporas monoletes. *4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas III:75-83*, Mendoza.

- Papú, O.H., W. Wolkheimer y E.G. Sepúlveda**, 1988. Másulas de Salviniacea del Cretácico tardío de Nordpatagonia y sur de Mendoza, Argentina. Su importancia bioestratigráfica y paleoambiental. Vº Congreso Geológico Chileno, 3,H 67-H 81, Santiago de Chile.
- Peroni, G.O., A.G. Hegedus, J. Cerdan, L. Legarreta, M.A. Uliana y G. Laffitte**, 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean foreland: San Bernardo Belt, central Patagonia. En A.J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62:403-419.
- Petersen, C.**, 1946. Estudios geológicos en la región del Río Chubut Medio. *Dirección General de Minas y Geología Boletín* 59:1-137.
- Piatnitzky, A.**, 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genoa. *Boletín Informaciones Petroleras* 12:83-118.
- Piatnitzky, A.**, 1946. Relaciones estratigráficas de la región del río Chubut. *Boletín Informaciones Petroleras* 23:173-185.
- Pol, D., A. Garrido e I.A. Cerda**, 2011a. A new sauropodomorph dinosaur from the Early Jurassic of Patagonia and the origin and evolution of the sauropod-type sacrum. *PLoS One* 6, no. E14572.
- Pol, D. y O. Rauhut**, 2012. A Middle Jurassic abelisaurid from Patagonia and the early diversification of theropod dinosaurs. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, doi:10.1098/rspb.2012.0660.
- Pol, D., O. Rauhut y J.L. Carballido**, 2009. Skull anatomy of a new basal eusauropod from the Middle Jurassic of Patagonia. *Journal of Vertebrate Paleontology* 29:165A.
- Proserpio, C.A.**, 1987. Descripción geológica de la Hoja 44e, Valle General Racedo, Pcia. del Chubut. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín* 201, 108 pp., Buenos Aires.
- Ramos, V.A.**, 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En V.A. Ramos y M. Turic (Eds.), *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos de la Plataforma Continental Argentina*:385-404, Buenos Aires.
- Ramos, V.A.**, 2015. Evolución de la Cuenca del Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72:12-20.
- Ramos, V.A. y S.M. Kay**, 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Backarc testimony of ridge collision. *Tectonophysics* 205:261-282.
- Ranalli, J.N., G.O. Peroni, D.A. Boggetti y R. Manoni**, 2011. Cuenca Cañadón Asfalto, modelo tectosedimentario. *Simpósio Cuencas Argentinas: visión actual, VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*:185-215.
- Rapela, C.W. y R.J. Pankhurst**, 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En B.C. Storey, T. Alabaster y R.J. Pankhurst (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-Up*. Geological Society, London, Special Publications 68:209-220.
- Rapela, C.W., L.A. Spalletti, J.C. Merodio y E. Aragón**, 1982. Estudio geoquímico y petrológico del vulcanismo paleógeno en la zona de San Carlos de Bariloche y la sierra de Cuyín Manzano, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. Vº Congreso Latinoamericano de Geología Actas III:567-584.
- Rapela, C.W., L.A. Spalletti, J.C. Merodio y E. Aragón**, 1984. El vulcanismo Paleoceno-Eoceno de la provincia volcánica Andino-Patagónica. *IX Congreso Geológico Argentino*. Relatorio 1(8):189-203, San Carlos de Bariloche.
- Rauhut, O.**, 2005. Osteology and relationships of a new theropod dinosaur from the Middle Jurassic of Patagonia. *Palaeontology* 48:87-110.
- Rauhut, O.**, 2006. A brachiosaurid sauropod from the Late Jurassic Cañadón Calcáreo Formation of Chubut, Argentina. *Fossil Record - Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde* 9:226-237.
- Rauhut, O., T. Martin, E. Ortiz-Jaureguizar y P. Puerta**, 2002. A Jurassic mammal from South America. *Nature* 416:165-168.
- Rauhut, O.W.M., K. Remes, R. Fehner, G. Cladera y P. Puerta**, 2005. Discovery of a short-necked sauropod dinosaur from the Late Jurassic period of Patagonia. *Nature* 435:670-672.
- Rich, T.H., P.V. Rich, O. Giménez, R.N. Cúneo, P. Puerta y R. Vacca**, 1999. A new sauropod dinosaur from Chubut Province, Argentina. *National Science Museum Monographs* 15:61-84.
- Robbiano, J.A.**, 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia de Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26:41-56.
- Rolleri, E.O.**, 1973. Acerca de la dorsal del Mar Argentino y su posible significado geológico. Vº Congreso Geológico Argentino Actas 4:203-220, Villa Carlos Paz.
- Rougier, G.W., A. Garrido, L. Gaetano, P. Puerta, C. Corbitt y M.J. Novacek**, 2007a. First Jurassic Triconodont from South America. *American Museum Novitates* 3580:1-17.
- Rougier, G.W., A.G. Martinelli, A.M. Forasiepi y M.J. Novacek**, 2007b. New Jurassic mammals from Patagonia, Argentina: a reappraisal of australosphenidan morphology and interrelationships. *American Museum Novitates* 3566:1-54.
- Ruiz, L.**, 2007. *Estudio sedimentológico y estratigráfico de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán en el Valle Medio del Río Chubut*. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 170 pp. (inédito).
- Ruiz, L., R.A. Scasso, M. Aberhan, W. Kiessling, A. Bande, F. Medina y S. Weidemeyer**, 2005. La Formación Lefipán en el Valle medio del río Chubut: ambientes sedimentarios y su relación con la tectónica del Cretácico tardío-Paleoceno. *XV Congreso Geológico Argentino Actas* 3:231-238, La Plata.
- Salani, F.M.**, 2007. Aporte a la edad de la Formación Cañadón Asfalto Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 44 (supl. 48R).
- Scasso, R.A.**, 1987. *Estratigrafía y ambientes de sedimentación del ciclo sedimentario del Jurásico superior y Cretácico inferior de la región sudoccidental del Chubut, con referencias a la estratigrafía general del área*. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 300 pp. (inédito).
- Scasso, R.A.**, 1990. La cuenca del Jurásico superior-Cretácico inferior de la región sudoccidental del Chubut. En G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie de Correlación Geológica 6:395-417.
- Scasso, R.A., M. Aberhan, L. Ruiz, S. Weidemeyer, F. Medina, y W. Kiessling**, 2012a. Integrated bio- and lithofacies analysis of coarse-grained, tide-dominated deltaic marginal marine environments across the Cretaceous/Paleogene boundary in Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 36:37-57.
- Scasso, R.A., R. Cúneo, D. Pol, I. Escapa, A.M. Zavattieri y E. Soreda**, 2012b. Evidencias de desplazamiento de rumbo en el borde occidental de la Cuenca de Cañadón Asfalto. En *Jornada Abierta de Comunicaciones Científicas del IGEBA, Tectónica de Desplazamiento de Rumbo Actas* 1:9, Buenos Aires.
- Scasso, R.A., I.H. Escapa, S. Damborenea y A. Pagani**, 2013. Geology and Paleontology in the Cañadon Asfalto Basin. *V Simposio Argentino del Jurásico*, Guía de Campo pp. 1-26.

- Museo Egidio Feruglio.
- Schlische, R.W., M.O. Withjack y G. Eisenstadt**, 2002. An experimental study of the secondary deformation produced by oblique-slip normal faulting. *AAPG Bulletin* 86:885-906.
- Scott, D.L. y B.R. Rosendahl**, 1989. North Viking Graben: An East African perspective. *AAPG Bulletin* 73:155-165.
- Sesana, F.L.**, 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. *II Jornadas Geológicas Argentina Actas* 3:99-105. Buenos Aires.
- Silva Nieto, D.G., N.G. Cabaleri, F. Salani y A. Coluccia**, 2002a. Cañadón Asfalto, una cuenca de tipo "Pull Apart" en el área de Cerro Cóndor, Provincia del Chubut. *XV Congreso Geológico Argentino Actas*:238-243, Calafate.
- Silva Nieto, D.G., N.G. Cabaleri, F. Salani, E. González Díaz y A. Coluccia**, 2002b. Hoja Geológica 4368-27 Cerro Condor, provincia del Chubut. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*, Boletín 328, 68 pp. Buenos Aires.
- Silva Nieto, D.G., N.G. Cabaleri y F.M. Salani**, 2003. Estratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) provincia del Chubut. *Ameghiniana* 40 (supl. 46R).
- Silva Nieto, D.G.**, 2005. Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios, provincia del Chubut. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*, Boletín 265, 72 pp. Buenos Aires.
- Silva Nieto, D., N.G. Cabaleri, C. Armella, W. Volkheimer, O.F. Gallego, A.M. Zavattieri, L.B. Giambiagi, M.A. Moschetti y A. Mancuso**, 2007. Hipótesis sobre la evolución tecto-sedimentaria de los depocentros de la cuenca de Cañadón Asfalto (Jurásico-Cretácico), provincia del Chubut. *Ameghiniana* 44 (supl. 67R).
- Somoza, R.**, 1994. South American reference pole for the mid Cretaceous: Further constraints in the interpretation of the paleomagnetic data. *Geology* 22:933-936.
- Soreda, M.E.**, 2012. *Estudio sedimentológico y estratigráfico de la Formación Cañadón Asfalto en el área del Cerro Cóndor, Chubut, Argentina*. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 137 pp. (inédito).
- Spalletti, L.A.**, 1996. Estuarine and shallow-marine sedimentation in the Upper Cretaceous-Lower Tertiary west-central Patagonian Basin (Argentina). En M. de Batist y P. Jacobs (Eds.), *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*. Geological Society of London, Special Publication 117:81-93.
- Stipanovic, P.N. y M. Bonetti**, 1970a. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. 1. Floras liásicas. *Ameghiniana* 7:57-78.
- Stipanovic, P.N. y M. Bonetti**, 1970b. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. 2. Floras doggerianas y málmicas, *Ameghiniana* 7:101-118.
- Stipanovic, P.N. y E. J. Methol**, 1980. Comarca Norpatagónica. En J.C.M. Turner (Ed.), *II Simposio Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias II:1071-1097. Córdoba.
- Stipanovic, P. N., F. Rodrigo, O.L. Baulies y C.G. Martínez**, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23:67-95.
- Suan, G., E. Mattioli, B. Pittet, S. Mailliot y C. Lécuyer**, 2008. Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event from the Lusitanian Basin, Portugal. *Paleoceanography*, 23, PA1202, doi:10.1029/2007PA001459.
- Suárez, M., M. Márquez, R. De La Cruz, C. Navarrete y M. Fanning**, 2014. Cenomanian-?early Turonian minimum age of the Chubut Group, Argentina: SHRIMP U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 50:67-74.
- Tasch, P. y W. Volkheimer**, 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia. *University of Kansas, Paleontological Contribution*, paper 50:1-23.
- Turner, J.C.**, 1983. Descripción geológica de la Hoja 44d, Colan Conhue. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 197:1-75.
- Ugarte, F.R.**, 1966. La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia meridional. *Universidad de la Patagonia, San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, Ciencias Geológicas* 2:37-68.
- Uliana, M.A. y K.T. Biddle**, 1987. Permian to late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonics events, magmatic activity and depositional trends. En Garry D. Mckenzie (Ed.), *Gondwana six: structure, tectonics and geophysics*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 40:271-286.
- Uliana, M.A. y K.T. Biddle**, 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18:172-190.
- Uliana, M.A., K.T. Biddle, D. Phelps y D. Gust**, 1985. Significado del volcanismo y extension mesojurásicos en el extremo meridional de sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40:231-253.
- Urien, C.**, 1996. Las cuencas del margen continental argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca* 46:80-84.
- Viña, F.J. y J. Seiler**, 1992. *Estudio bioestratigráfico perfiles varios, Provincia de Chubut*. YPF, Informe interno (inédito).
- Volkheimer, W.**, 1964. Estratigrafía de la zona Extrandina del Dpto. de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista Asociación Geológica Argentina* 19:85-107.
- Volkheimer, W., M. Quattrocchio, N.G. Cabaleri y V. García**, 2008. Palynology and paleoenvironment of the Jurassic lacustrine Cañadón Asfalto Formation at Cañadón Lahuincó locality, Chubut province, central Patagonia, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 40:77-96.
- Volkheimer, W., O. Gallego, N.G. Cabaleri, C. Armella, P. Narváez, D.G. Silva Nieto y M. Paez**, 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, extra-andean central Patagonia: age and palaeoenvironmental significance. *Cretaceous Research* 30:270-282.
- von Gosen, W. y W. Loske**, 2004. Tectonic History of Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the "Gastre Fault System". *Journal of South American Earth Sciences* 18:73-88.
- Wernicke, B.**, 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22:108-125.
- Wilf, P., N.R. Cúneo, K.R. Johnson, J.F. Hicks, S.L. Wing y J.D. Obradovich**, 2003. High plant diversity in Eocene South America: evidence from Patagonia. *Science* 300:122-125.
- Windhausen, A.**, 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 27:167-320.
- Zaffarana, C.B. y R. Somoza**, 2012. Palaeomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 169:371-379.

- Zaffarana, C.B., D. Gregori, S. Poma y R. Somoza**, 2013. Comparación geoquímica y esquema tectónico de las unidades magmáticas del Jurásico Temprano de Patagonia Central. *V Congreso Argentino del Jurásico Resúmenes*:54, Trelew.
- Zaffarana, C.B., R. Somoza y M. López de Luchi**, 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55:94-122.
- Zavattieri, A.M., I.H. Escapa, R.A. Scasso y D. Olivera**, 2010. Contribución al conocimiento palinoestratigráfico de la Formación Cañadón Calcáreo en su localidad tipo, provincia del Chubut, Argentina. *X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, VII Congreso Latinoamericano de Paleontología Resúmenes Sesiones Libres* 388:224, La Plata.