

RELLENO INTERMONTANO EN EL ANTEPAÍS FRAGMENTADO PATAGÓNICO: EVOLUCIÓN NEÓGENA DE LA CUENCA DE GASTRE

Andrés BILMES¹, Leandro D'ELIA¹, Gonzalo D. VEIGA¹ y Juan R. FRANZESE¹

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), Universidad Nacional de La Plata - CONICET, La Plata, Argentina.
E-mail: abilmes@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN

La Cuenca de Gastre ubicada a centenares de kilómetros del margen de subducción, constituye una de las mayores cuencas intermontanas desarrolladas dentro del antepaís fragmentado patagónico. Su origen en el Mioceno medio se encuentra estrechamente vinculado a estructuras contraccionales las cuales exhumaron bloques de basamento pre-mioceno y configuraron el espacio necesario para la acumulación y preservación de un registro sedimentario continuo desde el Mioceno a la actualidad. El presente estudio analiza el relleno neógeno de la Cuenca de Gastre evaluando la relación entre los principales factores que intervinieron en la evolución dinámica de la cuenca y el registro estratigráfico/sedimentario. Sobre la base de un análisis estratigráfico, sedimentológico y estructural se pudo dividir el relleno en etapas pretectónica, sintectónica y postectónica, acotadas temporalmente con edades preexistentes. La etapa pretectónica (Mioceno inferior tardío) se corresponde con un evento de subsidencia regional asociado a la flexión del antepaís, con influencia de volcanismo explosivo en ambientes sedimentarios de bajo gradiente. La etapa sintectónica (Mioceno medio) coincide con la estructuración de la Cuenca de Gastre donde se conformaron depocentros aislados en los cuales se desarrollaron sistemas lacustres efímeros. La etapa postectónica (Mioceno medio -Plioceno) abarca el periodo deposicional caracterizado por grandes lagos bajo influencia de volcanismo explosivo hasta el desarrollo de ambientes aluviales y sistemas fluviales entrelazados. Esta última etapa marcó la merma abrupta del aporte volcánico que caracterizó a las sucesiones miocenas del ámbito nordpatagónico y el pasaje del óptimo climático mioceno al periodo de aridización, producto del levantamiento de los andes.

Palabras clave: *Cuenca intermontana, intraplaca, Mioceno, Formación Collón Curá, factores alocíclicos*

ABSTRACT

Intermontane infill in the Patagonian broken foreland: Neogene evolution of the Gastre Basin

The Gastre Basin is one of the largest intermontane basins of the Patagonian Broken Foreland. It is oblique to the Andean chain and located more than 550 km east of the Andean trench. It was originated by reverse faulting and inversion of pre-existing normal faults during the Middle-Miocene, allowing the preservation of a continuous sedimentary record up to the present. Stratigraphic, sedimentologic and structural observations indicate a pre-tectonic, syn-tectonic and post-tectonic evolution stage. The pre-tectonic stage (late Lower Miocene) was related to a combination of a flexural subsidence event in the foreland in response to the tectonic activity in the fold and thrust belts, and the influence of explosive volcanism over low-gradient sedimentary environments. The syn-tectonic stage (Middle Miocene) is marked by the contractional deformation event in which the Gastre Basin was structurally configured. During this stage, basin compartmentalization associated with shallow lacustrine systems occurred. The post-tectonic stage (Middle Miocene - Pliocene) involves the post-deformational deposits characterized by deep lacustrine systems under explosive volcanism influence as well as the alluvial and braided fluvial system. During this stage an abrupt decreasing of the volcanoclastic supply, which characterized the Miocene Northpatagonian successions, occurred. This was combined with a major climatic change developed in the Middle Miocene that corresponds with the change from the optimal climate to the aridity period in response to the Andean uplift.

Keywords: *Patagonian broken foreland, intermontane basin, Miocene, Collón Curá Formation allocyclic factors*

INTRODUCCIÓN

La conformación neógena del antepaís nordpatagónico se desarrolló durante un periodo de intensa actividad tectónica-volcánica asociado con importantes fluctuaciones climáticas (Martínez-Pardo

1990, Zachos *et al.* 2001, Blisniuk *et al.* 2005). Durante este periodo, la generación de cinturones corridos y plegados, la exhumación de bloques de basamento y el desarrollo de cuencas sedimentarias no sólo caracterizaron a la región andina nordpatagónica (Giacosa y Heredia

2004, García Morabito *et al.* 2011, Orts *et al.* 2012), sino también a la región extrandina (Peroni *et al.* 1995, Cobos y Panza 2003, Guillaume *et al.* 2009; Giacosa *et al.* 2010). La presencia de cuencas sedimentarias contraccionales, asociadas con estructuras de piel gruesa, en posiciones de

intraplaca, dio como resultado un sistema de cuencas intermontanas enmarcadas dentro de un antepaís fragmentado patagónico (*Patagonian Broken Foreland*; Bilmes *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013). La Cuenca de Gastre constituye una de las mayores cuencas intermontanas del antepaís patagónico; ubicada a centenares de kilómetros del margen de subducción con una orientación oblicua a la cadena andina (Fig. 1). Su disposición como un bajo topográfico endorreico constituye una de las principales variables para la preservación de un registro sedimentario continuo desde su generación en tiempos miocenos hasta el presente. Esta particularidad permite no solo el abordaje de la evolución estratigráfica de la cuenca, sino también, la propone como un lugar ideal para comprender la evolución neógena del antepaís nordpatagónico y para evaluar la influencia de factores tectónicos, volcánicos y climáticos que intervinieron en su configuración. De esta forma, sobre la base de un estudio multidisciplinario que incluyó trabajos estratigráficos, estructurales, sedimentológicos y paleontológicos, los objetivos de este trabajos son (1) establecer la evolución estratigráfica dentro de la Cuenca de Gastre, analizando las características de los sistemas paleoambientales y la dinámica de su depositación, (2) establecer el rol de los factores tectónicos, volcánicos y climáticos, en el relleno de esta cuenca intermontana y contextualizarla en la marco de la evolución del Antepaís Fragmentado Patagónico.

Los intervalos de tiempo informales referidos en el texto como Mioceno inferior, Mioceno medio y Mioceno superior corresponden respectivamente con las edades formales Aquitaniense-Burdigaliense, Langhiense-Serravallense y Tortoniense-Messiniense (Tabla Cronoestratigráfica Internacional 2013).

LA CUENCA DE GASTRE: ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca de Gastre (Dalla Salda y Franzeze 1987) es un bajo topográfico endorreico, localizado en el antepaís patagó-

nico entre los 41°50' y los 42° 50'S de latitud (Fig. 1), a más de 550 km al este del margen de subducción andino. Presenta una marcada orientación NO-SE y ocupa una superficie de más de 3500 km² (Fig. 2). Se encuentra limitada al oeste por la faja plegada y corrida de los Andes Nordpatagónicos (Fig. 3a), desarrollada desde el Mioceno inferior (Giacosa y Heredia 2004, Orts *et al.* 2012; Fig. 3b), y al este y noreste por el Macizo Nordpatagónico, caracterizado por rocas paleozoicas y mesozoicas sobre la cual se derramaron extensas mesetas basálticas oligocenas a miocenas, con escasas mesetas basálticas plio-pleistocenas (Ramos 1999a).

La cuenca de Gastre está delimitada por bloques de alturas variables de entre los 1060 y 1800 m s.n.m. compuestos por rocas pre-miocenas (Fig. 2a y 2b) que delimitan una depresión situada a menos de 850 m s.n.m. (Laguna Taquetrén; Fig 2b). Dentro de la cuenca se alojan depósitos Miocenos parcial o totalmente cubiertos por depósitos cuaternarios, compartimentalizados por bloques internos de basamento pre-mioceno (Proserpio 1978, Figari *et al.* 1996). Si bien la importante cobertura cuaternaria cubre la mayor parte de los depósitos miocenos subyacentes, tal como fue originalmente descrito en trabajos pioneros del área (Volkheimer 1964, 1965), la existencia de depósitos neógenos en el subsuelo de la cuenca de Gastre fue registrada en forma directa en lugares de fuerte incisión fluvial o pozos de agua abandonados (Bilmes 2012) y en forma indirecta, mediante sondeos eléctricos verticales (CNEA 1990).

La marcada orientación ONO de la cuenca coincide con la orientación de penetrativas heterogeneidades en el basamento de la región desarrolladas en tiempos Paleozoicos y Mesozoicos (Volkheimer 1964, Coira *et al.* 1975, Rapela *et al.* 1991, vonGosen y Lotske 2004, Zaffarana *et al.* 2010). Estas fracturas desarrolladas previamente a la configuración de la cuenca de Gastre controlaron su localización y distribución, imprimiendo la marcada orientación oblicua a la cadena andina (Bilmes *et al.* 2013). Algunas de estas heterogeneidades fueron agrupadas dentro

del conocido sistema de fallas de Gastre (sensu Coira *et al.* 1975), el cual fue interpretado como un sistema de fracturas de rumbo de edad mesozoica de características intracontinentales (Rapela *et al.* 1991, Rapela y Pankurst 1992, Rapela *et al.* 1992). Trabajos más recientes en la zona han demostrado evidencias geológicas que descartarían la magnitud, cinemática y edad de deformación para este sistema de fallas (von Gosen & Loske 2004, Zaffarana *et al.* 2010, Zaffarana *et al.* 2012).

En el área de estudio, si bien existieron configuraciones tectónicas contraccionales de gran magnitud durante el Cretácico (Allard *et al.* 2011, Folguera y Ramos 2011, Bilmes *et al.* 2012), la actividad tectónica contraccional del Mioceno medio que intervino en la configuración del frente orogénico a esta latitud (Orts *et al.* 2012) fue la responsable de la formación de la Cuenca de Gastre (Bilmes 2012, Bilmes *et al.* 2013; Fig. 3c). Los bordes y altos internos de la cuenca se encuentran asociados con rasgos estructurales de gran longitud, de orientación NO y NNO. Estos rasgos estructurales se componen de fallas inversas que involucran corrimientos de piel fina, corrimientos de piel gruesa, así como fallas normales invertidas correspondientes a la Cuenca de Cañadón Asfalto, asociadas con atajos de bloque bajo (Bilmes *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013; Fig.2b). Estas estructuras definen los límites de la cuenca y se encuentran principalmente representadas en el borde sudoeste con vergencia al NE y en el borde noreste con vergencia al SO (Fig.2c). Internamente, estructuras de doble vergencia asociadas a una tectónica de basamento le confieren geometrías similares a una zona triangular (Fig. 2c). Posterior a su estructuración durante el Mioceno medio, la cuenca de Gastre evoluciona sin reconfiguraciones tectónicas significativas (Bilmes *et al.* 2013; Fig.3d) El basamento pre-mioceno está compuesto de rocas ígneo-metamórficas pre-jurásicas, depósitos continentales jurásico-cretácicos de la Cuenca de Cañadón Asfalto, depósitos marinos y continentales del Cretácico Superior - Paleógeno (formaciones Paso del Sapo y Lefipán) y por rocas volcánicas eocenas

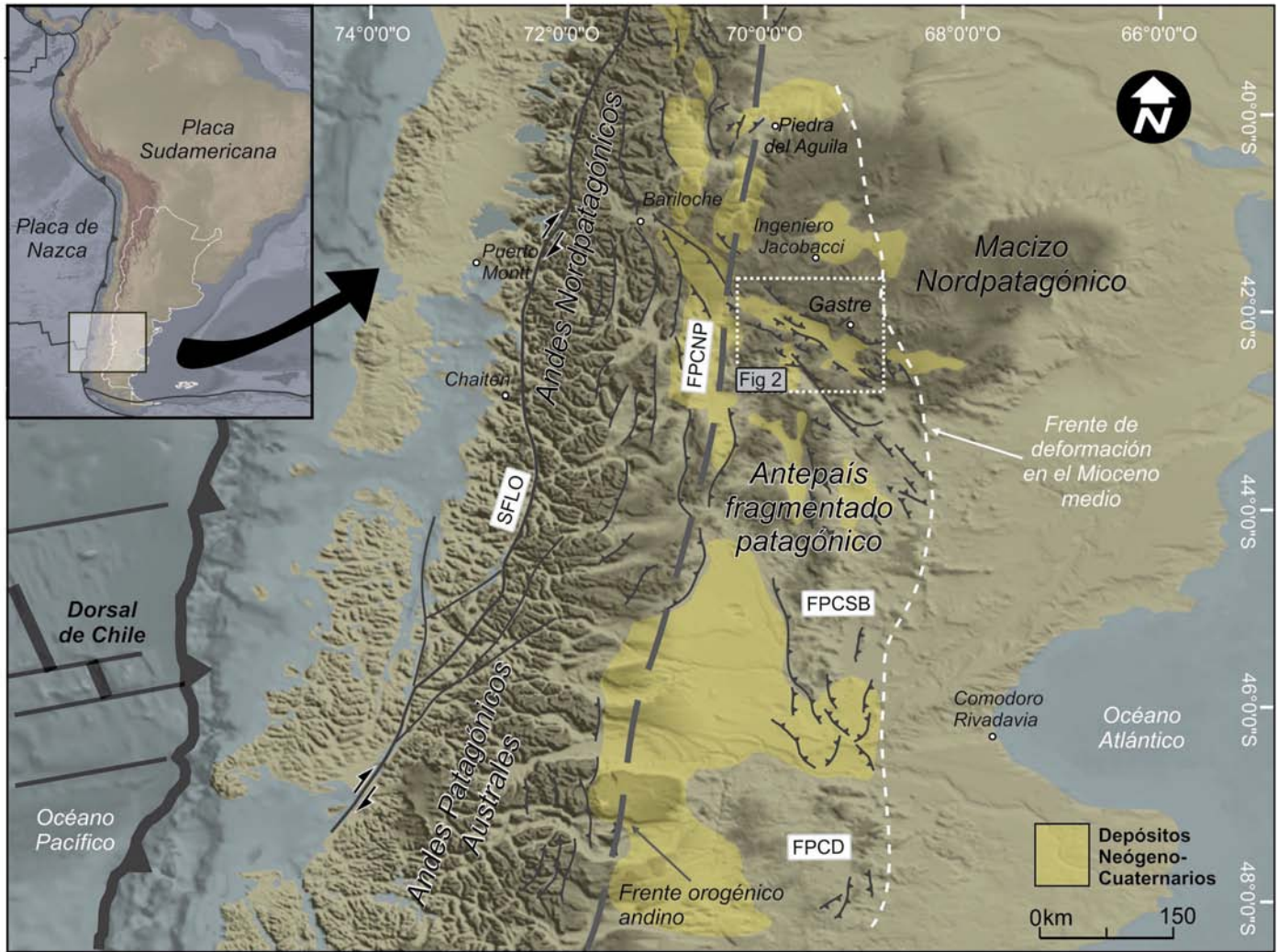


Figura 1: Contexto tectónico del antepaís fragmentado patagónico, donde se ubica la Cuenca de Gastre. FPCNP: Faja plegada y corrida nordpatagónica; SFL: Sistema de Fallas del Liquiñi-Ofqui; FPCSB: Faja plegada y corrida de San Bernardo; FPCD: Faja plegada y corrida del Deseado. Mapa base construido a partir de modelos de elevación digital SRTM30 PLUS, *Global Bathymetry* y SRTM. Modificado de Bilmes *et al.* 2013.

(Formación Huitrera) (Proserpio 1978, Cazau *et al.* 1989, Figari *et al.* 1996)

La estratigrafía del intervalo Neógeno-Cuaternario está representada por diferentes unidades litoestratigráficas de naturaleza sedimentaria continental y volcánica. La más antigua de estas unidades está representada por las tobas y areniscas castañas de la Formación La Pava (Nullo 1978; Figs. 2b y 4a). Esta unidad presenta normalmente inclinaciones de entre 15° a 25° asociadas a pliegues, y en algunos casos muy altas inclinaciones (>70) en las proximidades de fallas. Sobre la base de información geocronológica de unidades supra e infrayacentes su edad se encuentra acotada al Mioceno inferior entre los 21 y los 16 Ma (Nullo 1979, Mazzoni y Ben-

venuto 1990). Por encima de esta unidad se disponen en forma concordante o discordante tobas y areniscas tobaceas de la Formación Collón Cura (Yrigoyen 1969; Figs. 4a y 4b). Si bien la Formación Collón Curá suele presentarse en forma horizontal por encima de la Formación La Pava, en algunos sectores, también han sido registrados en los primeros metros de esta unidad discordancias progresivas. Edades preexistentes de esta unidad en la cuenca de Gastre y en áreas cercanas a la zona de estudio asignan a esta formación una edad Mioceno medio (Marshall *et al.* 1977, Rabassa 1978, Nullo 1979, González Díaz y Nullo 1980, Cazau *et al.* 1989, Mazzoni y Benvenuto 1990, Bilmes *et al.* 2013). Por encima de esta unidad, me-

dante discordancia erosiva (Fig. 4b), se disponen los depósitos clásticos con intercalaciones piroclásticas sin denominación formal en el área de trabajo que han recibido diferentes denominaciones en las regiones vecinas, tales como Formación Río Negro (Volkheimer 1973), Formación Huenulán (Coira 1979) y Formación Collón Curá - Miembro Conglomerádico (Rabasa 1978). Sobre la base de la denominación informal Rionegrense propuesta para estos depósitos en la zona de estudio (González Díaz 1990) y de la aparición bajo este nombre de litologías similares en áreas vecinas (Volkheimer 1973), se propone la asignación de Formación Río Negro (Dessanti 1972) acotada al Mioceno medio-Plioceno (Pascual *et al.* 1984, Gon-

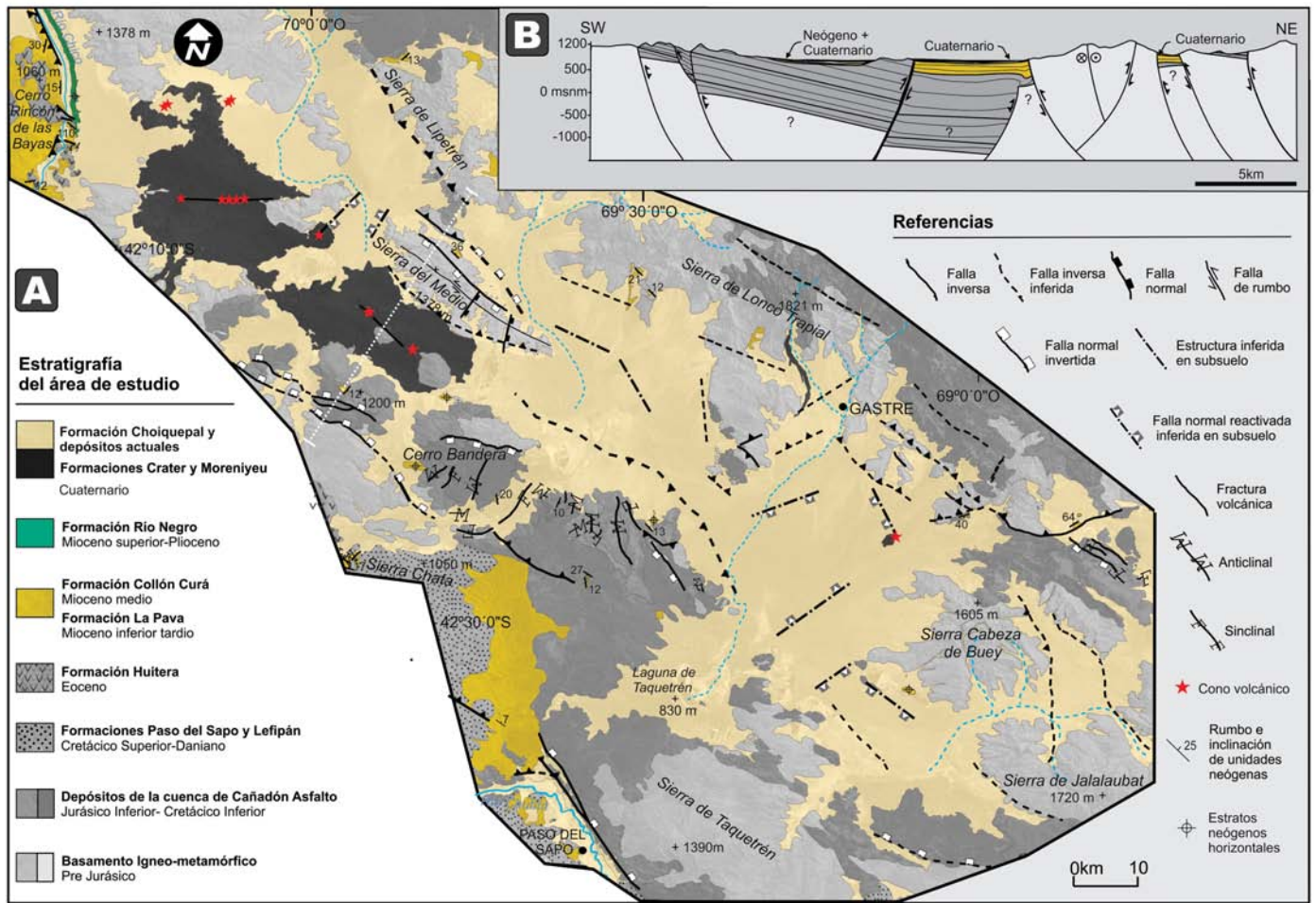


Figura 2: Geología del área de estudio; a) Estratigrafía; b) Mapa Geológico; c) Corte geológico de la Cuenca de Gastre (localización en figura 2b). Datos de subsuelo tomada de CNEA 1990, Bilmes 2012 y Bilmes *et al.* 2013.

zález Díaz *et al.* 1986, González Díaz *et al.* 1990). Las unidades cuaternarias están compuestas por depósitos de naturaleza epiclástica de la Formación Choiquepal (Volkheimer 1964) y las coladas basálticas agrupadas dentro de las Formaciones Cráter (Ravazzoli y Sesana 1977) y Moreniyeu (Proserpio 1978). Estas unidades están circunscriptas al Pleistoceno y aparecen parcialmente cubiertas por depósitos aluviales y fluviales holocenos que incluyen al relleno actual de la Cuenca de Gastre.

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LAS UNIDADES NEÓGENAS DE LA CUENCA DE GASTRE

Las mejores exposiciones de las unidades neógenas dentro de la cuenca de Gastre,

se localizan en las márgenes del Río Chico (Fig. 5). Hacia el oeste, bloques de basamento pre-mioceno (Cerro Rincón de las Bayas) constituyen el límite occidental de la Cuenca de Gastre, distinguiendo este relleno del de otros depocentros neógenos de amplia distribución situados en el retroarco andino (Cuenca de Ñirihuau-Collón Curá, Paredes *et al.* 2009; Fig.3). La importante incisión labrada por el Río Chico expone excelentes afloramientos de las Formaciones La Pava, Collón Curá y Río Negro, esta última identificada solamente en este sector occidental de la cuenca de Gastre. Otras exposiciones de las Formaciones La Pava y Collón Curá, de menor extensión, pueden observarse apoyando sobre bloques de basamento fuera y dentro de la cuenca (*ej.* Sierra del Medio, El Petiso y estancia Blancuntre entre otros; Fig. 5). En el interior de la cuenca, por en-

cima de los depósitos neógenos, los depósitos sedimentarios y volcánicos cuaternarios cubren casi la totalidad de la superficie de la Cuenca de Gastre (Figs. 2 y 5).

Formación La Pava

La Formación La Pava, de edad Mioceno inferior (Nullo 1979, Mazzoni y Benvenuto 1990), se encuentra en distintas partes de la Cuenca de Gastre en afloramientos de reducida extensión areal (Fig. 5), con espesores de entre 2 y 8 m (Figs. 5 y 6). Se presenta con evidencias de deformación tectónica, como pliegues y capas basculadas (desde unos pocos grados hasta verticales) que apoyan sobre las rocas pre-neógenas (Figs. 2b y 4a). Esta unidad se compone exclusivamente de limos arenosos masivos de composición predominantemente volcanoclastica dispuestos en forma de cuerpos tabulares de 40 a 80 cm de

espesor y cientos de metros de extensión lateral (Fig. 7a). Entre las características más distintivas se destaca la presencia de agregados de suelo en forma de bloques subangulosos y angulosos, nódulos de óxidos de hierro incipientes y cutanes de arcilla o argilanes (Figs. 7b y 7c), los cuales aparecen asociados con bioturbación constituida por abundantes trazas asignadas a *Celiforma*, *Coprinisphaera* y rizolitos (Figs. 7d y 7e).

Las características mencionadas indican elevada bioturbación y evidencias de procesos pedogenéticos (Bullock *et al.* 1985, Retallack 2001), sugiriendo el desarrollo de diferentes horizontes de suelo que, en función de la potencia de esta formación, pueden constituir una o más secuencias de paleosuelos apilados (Fig. 7a). El elevado grado de disturbación de esta unidad dificulta una interpretación paleoambiental más precisa de las características previas al desarrollo edáfico. Sin embargo, el elevado porcentaje de material fino volcániclastico no asociado a material de granulometría más gruesa y la presencia de icnofósiles pertenecientes a la icnofacies de *Coprinisphaera* (Genise *et al.* 2000), indicarían ambientes de bajo gradiente como planicies de inundación fluvial o sistemas aluviales distales (Blair y McPherson 1994), dominados por gramíneas con características de pastizal (Genise *et al.* 2000, Sánchez *et al.* 2010). La abundancia de material volcániclastico sugeriría la influencia de volcanismo explosivo de fuente lejana (Smith 1991).

Formación Collón Curá

La Formación Collón Curá, de edad Mioceno medio, se distribuye dentro del bajo de Gastre con espesores que varían entre 9 y 78 m (Figs. 5 y 6). Espesores inferiores a los 10 m también han sido registrados fuera del bajo, por encima de la Formación La Pava, adosados sobre los bloques que delimitan a la Cuenca de Gastre (Fig. 5). Los espesores medidos en la margen este del Río Chico (Fig. 5, 6) son representativos para el borde occidental. Espesores mucho mayores (de hasta 300 m) se han determinado en forma indirecta dentro de la cuenca, en las cercanías de la

Sierra del Medio, mediante sondeos eléctricos verticales (CNEA 1990). El arreglo litológico de esta unidad permite, de manera informal, separarla en tres secciones: sección inferior, sección media y sección superior. *Sección inferior*: Los depósitos atribuibles a esta sección presentan espesores de hasta 15 m (Fig. 6) y se disponen como estratos horizontales por sobre la Formación la Pava (Fig. 4a) o mediante estratos de crecimiento por encima de unidades pre-neógenas (Bilmes *et al.* 2012). Estos niveles están constituidos mayoritariamente por cuerpos tabulares de areniscas con abundante participación de fragmentos calcáreos esqueléticos y material piroclástico, con menores proporciones de material detrítico de tamaño psefítico y pelítico (Fig. 8a). Las facies carbonáticas se componen de *grainstones* masivos y con estratificación entrecruzada, compuestas en más de un 80% de fragmentos esqueléticos de ostrácodos y ooides (Fig. 8b). Las valvas se encuentran desarticuladas y aparecen rellenas de valvas de menor tamaño (Fig. 8c), disposición denominada estructura de apilamiento *cup-in-cup* (véase Wakefield 1995). Los depósitos carbonáticos se intercalan con depósitos de composición híbrida con mezcla de material piroclástico y fragmentos esqueléticos de ostrácodos, constituidos por arenas masivas y conglomerados finos matriz sostén con clastos de hasta 30 cm compuestos de litoclastos de la Formación La Pava y de volcanitas eocenas de la Formación Huitrera (Fig. 8d). En ocasiones se registran niveles con abundante bioturbación de rizolitos y niveles finos con grietas de desecación. En ambos tipos de depósitos se han encontrado restos de peces y fragmentos de mamíferos fósiles asignados al orden *Rodentia* (Pérez, M. E. *com. pers.*).

La disposición de cuerpos tabulares arenosos, portadores de ostrácodos y restos de peces, con estructuras internas tractivas, sugerirían el desarrollo de cuerpos lacustres someros (Talbot y Allen 1996, Fregenal y Meléndez 2010). En este sentido apuntan las evidencias tafonómicas de los ostrácodos, manifestada por la estructura *cup-in-cup*, indicadora de deposición en ambientes cercanos a los bordes

de un cuerpo de agua (Wakefield 1995). Los tramos con abundante rizolitos y niveles finos con grietas de desecación, en conjunto con los restos de mamíferos fósiles terrestres, sugieren, por su parte, un carácter efímero para estos cuerpos de agua (Melchor 2007, Tanner 2010, Fregenal y Meléndez 2010). En menor medida, los depósitos de conglomerados matriz sostén con litoclastos de unidades previas (formaciones la Pava y Huitrera) y las arenas masivas indican depósitos subaéreos y subácueos producidos por flujos gravitatorios de sedimentos en condiciones de alto gradiente (Shultz 1984, Blair y McPherson 1994). Por las características mencionadas, la sección inferior de la Formación Collón Curá define un ambiente lacustre efímero, localizado en las márgenes de altos topográficos a partir de los cuales se desarrollaron flujos gravitacionales subaéreos y subácueos.

Fig. 3

Sección media: La sección media de la Formación Collón Curá apoya sobre la sección inferior y tiene espesores de hasta 50m. La base de la misma está definida por un nivel lapillítico donde fue obtenida previamente una edad isotópica. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $14,86 \pm 0,13$ Ma (Bilmes *et al.* 2013). Esta sección se encuentra constituida esencialmente por facies psamo-pelíticas de composición híbrida (volcániclastica-carbonática) que se presentan en dos asociaciones bien distintivas (Fig. 9): asociación de facies de grano grueso y asociación de facies de grano fino. La asociación de facies de grano grueso está representada por arenas medianas a gruesas pobremente seleccionadas, en cuerpos con estratificación entrecruzada sigmoidal de gran escala de entre 5° y 23° de inclinación, (clinofomas) de 0,7 a 2,9 m de espesor y de 34 a 73 m de extensión en el sentido de la inclinación (SSE y SSO; Figs. 9a, 9b). Internamente presentan cuerpos con estructura masiva o estratificación difusa de 5 a 15 cm de espesor. Las características arquitecturales descritas concuerdan con clinofomas de tipo Gilbert caracterizadas por *foresets* tangenciales de elevada pendiente producidos por flujos gravitatorios de sedimentos (Reading y

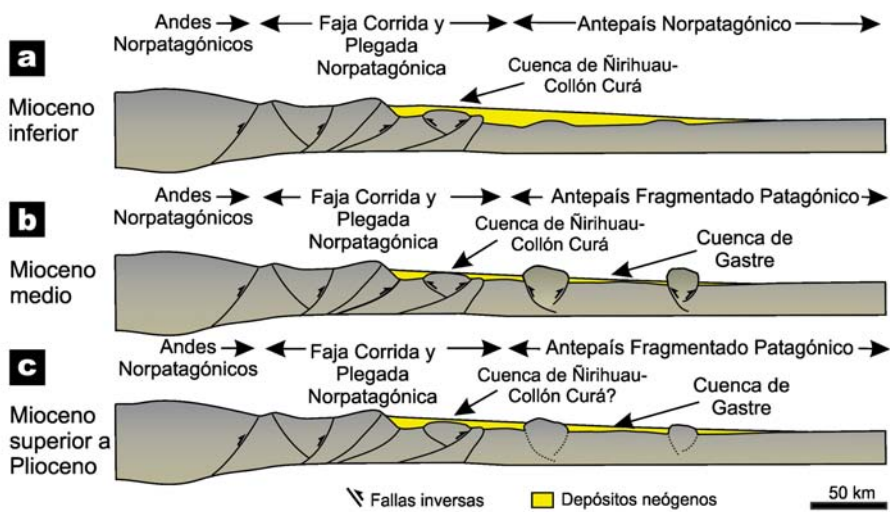


Figura 3: Evolución tectónica del Antepaís Nordpatagónico durante el Mioceno. Transectas esquemáticas y contexto tectónico en el que se localizan; a) Sector central del antepaís fragmentado patagónico con localización de transectas esquemáticas en la región andina (1) y extrandina (2); b) Mioceno inferior; c) Mioceno Medio; d) Mioceno superior. Modificado de Giacosa y Heredia 2005, Paredes *et al.* 2009, Bilmes 2012 y Orts *et al.* 2012.

Collinson 2002, Bhattachayra 2006, Blair y McPherson 2008). Es importante destacar que cuando los *foresets* constituidos por las arenas gruesas se acuñan pendiente abajo a distancias mayores a los 10 m (Fig. 9b), suelen registrarse areniscas medianas a gruesas con estratificación plana, portadoras de fragmentos pumíceos de hasta 7 cm de diámetro y escasos restos de ostrácodos. Presentan importante deformación sin sedimentaria y se disponen en paquetes de hasta 25 cm de espesor. Esta facies pueden ser interpretadas como flujos diluidos de sedimentos subácuos que se depositan en el frente de las de las clinofomas previamente descritas (Blair y McPherson 2008).

La asociación de facies de grano fino caracteriza la porción basal de esta sección aunque también puede aparecer lateralmente a la asociación de grano grueso, hacia al sur y suroeste (Figs. 6, 9a, 9b). Predomina una composición híbrida (volcanoclástica-carbonática) con fragmentos aislados de ostrácodos. Se compone de potentes paquetes tabulares de arenas masivas y en menor proporción arenas con estratificación difusa (desde muy finas a medianas) con variable grado de bioturbación, las cuales se presentan con intercalaciones de pelitas laminadas (Fig. 6) y, en menor medida, por niveles de lapillitas masivas. La facies de areniscas medias a

finas masivas se interpreta como el resultado de decantación subácuca en condiciones de alto aporte de material cercano a la fuente, mientras que la facies de con estratificación difusa sugiere flujos diluidos subácuos (Manville 2001, Collinson *et al.* 2006, Fregenal y Meléndez 2010). Por otro lado, las facies de pelitas laminadas reflejan un proceso de decantación bajo condiciones de baja tasa de aporte de sedimento donde los sistemas de aporte eventualmente no estaban suministrando material (Talbot y Allen 1996, Fregenal y Meléndez 2010). El arreglo de los depósitos entrecruzada a gran escala (clinofomas) y deformación sedimentaria, en conjunto con cuerpos de arenas medias a finas, indicaría la existencia de diferentes subambientes de un sistema deltaico-lacustre. Los cuerpos integrados por las clinofomas representan un subambiente de frente deltaico progradante (Reading y Collinson 2002, Bhattachayra 2006) en dirección predominante hacia el S, mientras que la asociación de facies de arenas medias a finas y pelitas se interpretan como un ambiente subácuo en posiciones desde el prodelta hacia un *offshore* lacustre (Talbot y Allen 1996, Blair y McPherson 2008). Respecto a la profundidad de las aguas en la que fueron desarrollados estos subambientes, se estiman profundida-

des de ente 8 y 20 m sobre la base de las macroformas desarrolladas en el frente deltaico (Blair y McPherson 2008). Este sistema presenta la misma naturaleza composicional que el sistema lacustre efímero que lo subyace, caracterizado por material volcanoclástico y fragmentos esqueléticos carbonáticos. Sin embargo, la marcada potencia de este sistema, sin evidencias de exposición subáerea, sugiere características ambientales de mayor estabilidad y profundidad respecto del sistema lacustre efímero.

Sección superior: La sección superior de la Formación Collón Curá, con espesores de entre 5 y 12 m (Fig. 6), aflora por sobre una importante superficie neta y regionalmente plana interpretada como una discontinuidad erosiva (Fig. 9c). Se compone de psamitas y pelitas de composición híbrida y en menor medida carbonáticas, dispuestas en cuerpos tabulares de buen desarrollo lateral, que ocasionalmente pueden presentar rasgos de exposición subáerea en forma de rizolitos. Este tramo de la Formación Collón Curá está constituido por facies de arenas bien seleccionadas con estratificación horizontal en condiciones de alto y bajo régimen de flujo y, arenas bien seleccionadas con estratificación y laminación entrecruzada en artesa. Estas facies están compuestas por variable cantidad de ostrácodos, gasterópodos, cristaloclastos, litoclastos y piroclastos (pómez y trizas vítreas; Fig. 6). Se han encontrado restos de peces y abundantes bioturbaciones, que en algunos casos borran casi totalmente a la estructura original. En algunos niveles se observan oncoïdes, oïdes y *grapestones* (Flügel 2010), desarrollados a partir de pequeños fragmentos micríticos, restos de valvas de ostrácodos, cristaloclastos o litoclastos volcánicos del basamento (Figs. 9d y 9e). Es importante destacar que las facies de arenas bien seleccionadas con estratificación horizontal de alto régimen de flujo aparecen principalmente desarrolladas en el techo de la Formación Collón Curá, en cuerpos tabulares de hasta 3m de espesor y cientos de metros de extensión lateral. Se muestran parcialmente bioturbadas con

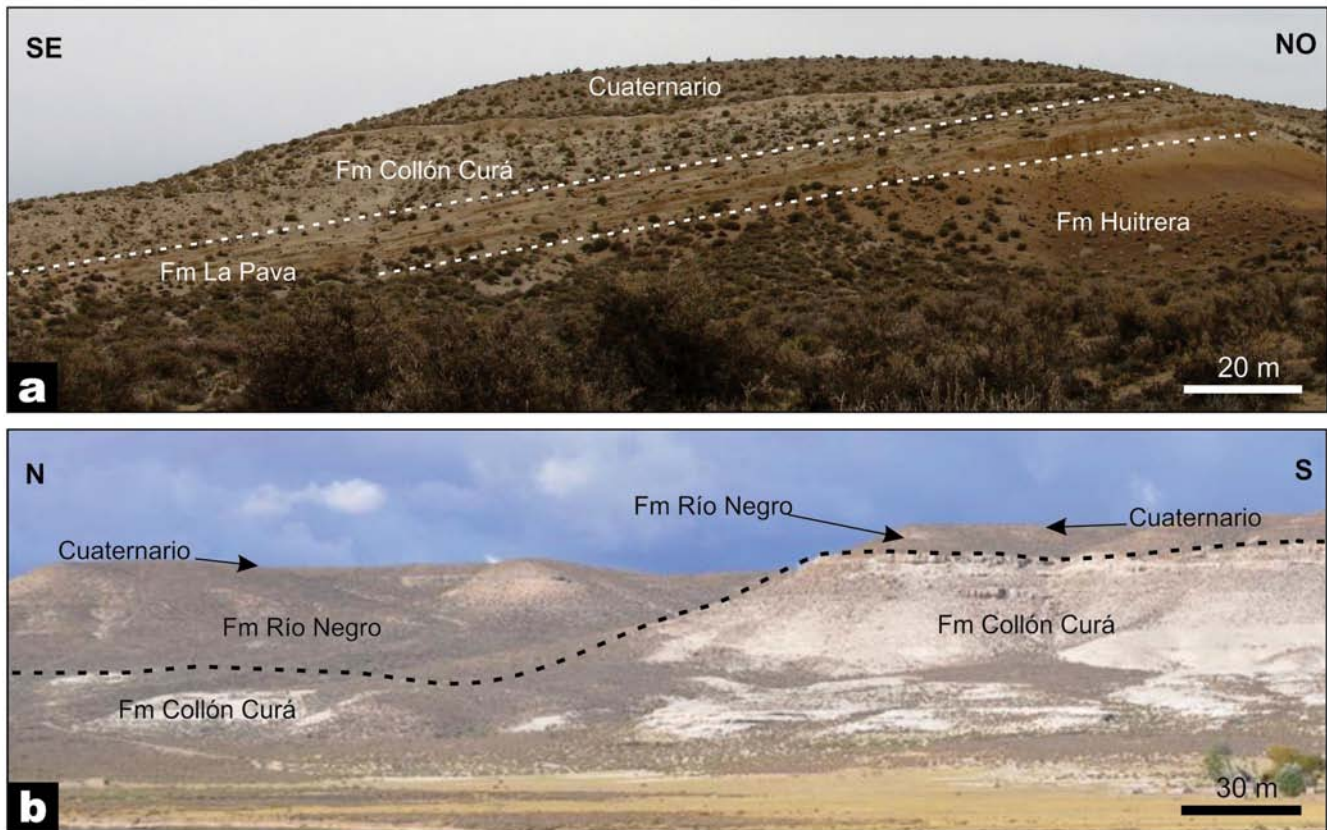


Figura 4: Las unidades neógenas en las cercanías del río Chico; a) Estratos basculados de la Formación La Pava cubiertos en discordancia angular por estratos horizontales de la Formación Collón Curá; b) Estratos horizontales de la Formación Collón Curá cubiertos mediante discordancia erosiva por depósitos de la Formación Río Negro.

Skolithos (Fig. 9f), que se asocian en planta con marcas de obstáculos (Fig. 9g). Estas marcas de obstáculos, de llamativa preservación, indican vectores predominantes de corrientes de sentido SO (N 218°; columna 2, Fig. 6).

En menor medida se muestran depósitos de arenas masivas de pobre selección y depósitos de pelitas laminadas. (Columna 4 en Fig. 6). Esta facies se presenta en distintos niveles de la porción superior de la Formación Collón Curá con clastos de basamento volcánico de la Formación Huitrera y fragmentos pumíceos de hasta 15 cm, restos de ostrácodos, ooides y gasterópodos. Sobre esta misma facies se han observado evidencias de exposición subaérea como desarrollo de rizolitos (columna 4 en Fig. 6).

La participación de restos de peces, ostrácodos y gasterópodos permite identificar la predominancia de procesos de deposición subaérea, mientras que la presencia de *Skolithos* y niveles con raíces sugerirían

periodos de mínima profundidad o exposición subaérea. Las características litológicas y estructurales de las facies indican deposición en aguas someras por parte de corrientes unidireccionales de bajo régimen de flujo/decantación y corrientes unidireccionales de alto régimen de flujo. En menor medida se registraron depósitos de flujos eventuales de alta densidad con exposición subaérea (ej: depósitos de arenas masivas de pobre selección). El arreglo lateral y vertical de esta asociación de facies indica un ambiente lacustre con oscilaciones del nivel del agua. Las facies de alto régimen de flujo, con marcas de obstáculos generadas por trazas de *Skolithos* denotan condiciones someras (Manville 2001, Collinson *et al.* 2006, Fregenal y Meléndez 2010), mientras que la facies asignada a flujos eventuales de alta densidad, en conjunto con la facies finas con estructuras de bajo régimen de flujo, indican una posición transicional de *shore-face-offshore*. Esta sección si bien representa

una continuidad del ambiente lacustre de la sección media indicaría condiciones de mayor somerización de este sistema.

Formación Río Negro

La Formación Río Negro, de edad Mioceno medio a Plioceno, se localiza solamente en el extremo noroeste de la Cuenca de Gastre, en la margen este del Río Chico (Fig. 5). Se dispone mediante una importante discordancia erosiva por sobre la Formación Collón Curá (Fig. 4b), con espesores variables entre los 7 y 16 m (Figs. 5 y 6). A partir de sus diferencias litológicas y estratigráficas se ha dividido a la misma en dos secciones.

Sección inferior: Este sistema depositacional aflora por sobre la Formación Collón Curá mediante una superficie erosiva de forma irregular y de gran extensión areal que socaba fuertemente a los depósitos subyacentes (Fig. 4b). Se presenta como un paquete del orden de los 8 m de es-

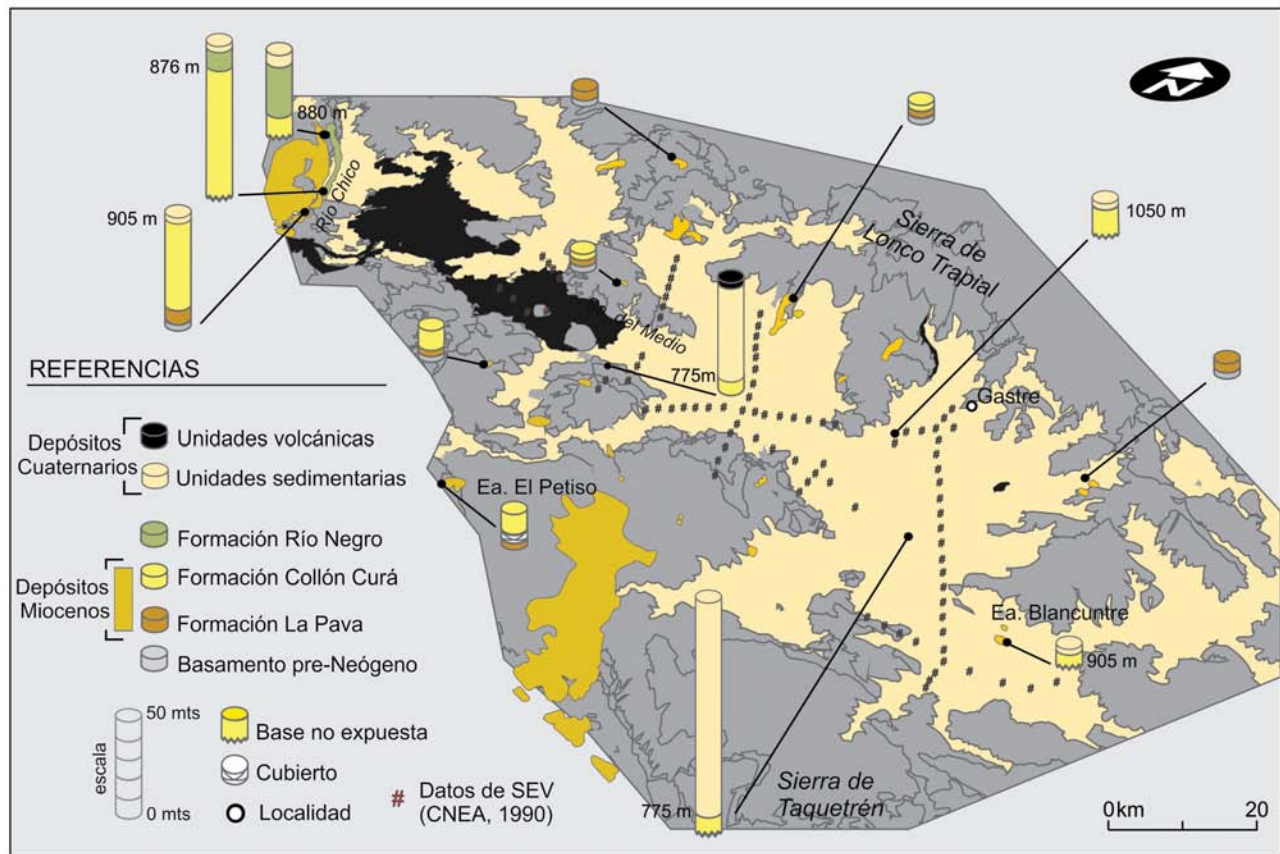


Figura 5: Distribución vertical y regional de los depósitos neógeno-cuaternarios de la Cuenca de Gastre. Los espesores de las unidades neógenas corresponden a datos directos de columnas estratigráficas-sedimentológicas relevadas en el campo. Los espesores de las unidades cuaternarias están determinados mediante métodos geofísicos indirectos (CNEA 1991) y mediante datos directos de pozos de agua abandonados o sitios de fuerte incisión fluvial (Bilmes 2012). Valores en metros en la margen izquierda de la columna representan la cota en metros sobre el nivel del mar del techo de la Formación Collón Curá.

pesor, compuesto por distintos cuerpos tabulares de entre 0,1 y 1m de potencia (Figs. 5,6 y 10a), caracterizado por la predominancia de facies finas constituidas de limolitas arenosas y limolitas-arcilitas de colores castaños a amarillentos (Fig. 10b). En forma predominante aparecen laminadas o masivas con grietas de desecación, agregados de suelo y rizolitos. En menor medida las facies finas se intercalan con cuerpos tabulares de entre 0,2 y 0,5 m compuestos por areniscas guijarrosas masivas, areniscas masivas de pobre selección y areniscas laminadas. Estas facies presentan composición epiclástica polimíctica constituida de litoclastos volcánicos, cristaloclastos de cuarzo y feldespatos y, en menor proporción, fragmentos piroclásticos, diferenciándose sustancialmente de las unidades subyacentes (Formación Collón Curá; Fig. 6).

Las facies finas corresponden a las de

mayor desarrollo dentro de este sistema deposicional y pueden ser asignadas a procesos de decantación, mientras que la presencia de rizolitos y agregados de suelo sugeriría la participación de procesos pedogenéticos (Retallack 2001). Por otro lado, las facies de arenas guijarrosas masivas y arenas masivas de pobre selección son interpretadas como depósitos de flujos gravitatorios de sedimentos no cohesivos (Wells y Harvey 1987, Blair y McPherson 1994), mientras que las facies de areniscas laminadas de moderada selección se interpretan como el producto de flujos diluidos de tipo crecidas en manto (*sheet-floods*, Blair y McPherson 1994). La naturaleza de las facies que componen este intervalo de la Formación Río Negro permite agruparlas bajo una misma asociación de facies, caracterizada por procesos de decantación, flujos eventuales de alta descarga y procesos pedogenéticos. El arreglo lateral

y vertical de esta asociación de facies indica un ambiente aluvial distal, desarrollado entre el borde de la zona de piedemonte y el piso de cuenca (Peterson 1981, Blair y McPherson, 1994, Friedmann 1999, Moscarriello 2005). La localización de estos depósitos, generados por procesos de bajo poder erosivo dentro de un valle incidido, descarta una relación entre estas facies y el proceso de erosión que generó esta importante superficie. Se propone un origen pasivo para el relleno que constituye al valle incidido, caracterizado por un sistema aluvial distal depositado en una incisión labrada con anterioridad.

Sección superior: Este tramo de la Formación Río Negro apoya mediante discordancia erosiva, sobre los depósitos que constituyen la sección inferior de esta formación, en forma de una sucesión uniforme de hasta 7 m de espesor y cientos de metros

de extensión lateral, constituida por cuerpos amalgamados areno-gravosos (Fig. 10a). Presenta una base erosiva irregular mientras que su techo, algo difuso, es transicional con los depósitos cuaternarios (Fig. 10a). Internamente se compone de cuerpos amalgamados compuestos por areniscas guijarrosas, conglomerados finos y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 10c), separados por aislados lentes pelíticos laminados de hasta 30 cm de espesor. Los *cosets* entrecruzados internos presentan sets de 10 a 14 cm de espesor y 1,2 m de ancho con distribución unimodal de paleocorrientes que indican una dirección del flujo principal con sentido SSE (N 143°; Fig. 10a). Este tramo de la Formación Río Negro, caracterizado por cuerpos amalgamados areno-gravosos, es interpretado como un sistema de canales fluviales dominados por carga de fondo (Collinson 2002, Bridge 2006), generados por flujos de baja densidad, unidireccionales, turbulentos y traccionales (Miall 1996). El grado de amalgamación de esta unidad sugiere un patrón de múltiples canales móviles con nula o escasa preservación de facies de planicie de inundación (Veiga *et al.* 2008). Las características anteriormente mencionadas permiten interpretar un sistema fluvial entrelazado de carga areno gravosa (Miall 1996, Collinson 2002). La distribución de paleocorrientes medidas indica que los cuerpos amalgamados representan macroformas de acreción frontal (Fig. 10a). Los depósitos de la sección superior de la Formación Río Negro son trasicionales a las facies basales del Cuaternario (Formación Choiquepal). Estos depósitos presentan espesores reducidos cerca de los bordes, incrementándose gradualmente hacia el centro de la cuenca, donde en conjunto con depósitos cuaternarios más modernos constituyen espesores de hasta 157 m de potencia (Fig. 5).

EVOLUCIÓN NEÓGENA DE LA CUENCA DE GASTRE

El relevamiento y análisis del relleno neógeno de la Cuenca de Gastre evidencia diferentes tramos estratigráficos con dis-

tribuciones variables en forma vertical y lateral (formaciones La Pava, Collón Curá y Río Negro) que presentan estilos de sedimentación disímiles (*ej.* sistemas aluviales distales, sistemas lacustres efímeros, sistemas lacustres profundos y sistemas fluviales entrelazados). Estudios estructurales previos (Bilmes *et al.* 2013) y nuevas observaciones tectono-estratigráficas presentadas en este trabajo ponen de manifiesto la estrecha relación del relleno con la estructuración de esta cuenca. La variabilidad de estos ambientes sedimentarios, sugiere una historia evolutiva marcada por la diferente interrelación entre variables climáticas, tectónicas y volcánicas. De esta forma, la evolución estratigráfica de la cuenca de Gastre puede ser concebida en distintas etapas, las cuales se encuentran separadas por la presencia de superficies de discontinuidad identificadas en el sector occidental de la cuenca, en los altos internos y en el sector SE de la misma (Fig. 5), las cuales se desarrollan entre diferentes unidades litoestratigráficas (*ej.* superficie que delimita las Formaciones La Pava y Collón Curá) o incluso dentro de una misma unidad formacional (superficies que limitan las secciones definidas para las formaciones Collón Curá y Río Negro). Los cambios en el registro sedimentario presentan una correlación vertical en los diferentes sitios analizados, evidenciando un carácter regional de las superficies de discontinuidad. Estos cambios reflejan variaciones importantes a escala de la cuenca en la influencia relativa de los factores externos mencionados (variables climáticas, tectónicas y volcánicas). El análisis de cada una de las diferentes etapas permite no sólo describir y caracterizar en forma detallada las particularidades del relleno y de los frentes montañosos circundantes a lo largo de la evolución de la Cuenca de Gastre, sino también, evaluar el papel desempeñado por estos distintos factores alocíclicos en un contexto que integre a la Cuenca de Gastre dentro del Antepaís Nordpatagónico.

Estructuración regional incipiente e influencia de volcanismo explosivo (Mioceno temprano tardío-Mioceno

medio)

En distintas partes de los Andes Nordpatagónicos, importantes manifestaciones volcánicas fueron registradas durante el Mioceno inferior-medio, aportando grandes cantidades de material piroclástico a los sistemas sedimentarios extraandinos (Spalletti y Dalla Salda 1996, Ramos 1999a, b, Paredes *et al.* 2009, Franzese *et al.* 2011). Durante este periodo, el antepaís nordpatagónico central fue cubierto por depósitos sedimentarios volcánoclasticos, cuyos niveles iniciales fueron agrupados bajo el nombre de Formación La Pava (Mioceno temprano tardío, Nullo 1978). Estos depósitos tienen una amplia distribución en la región extraandina nordpatagónica, desde el sur de la provincia de Neuquén hasta el centro de la provincia del Chubut (Nullo 1978, Proserpio 1978, Cucchi 1998). En la zona de estudio, durante esta etapa (Fig. 11a), sucesivas secuencias de suelos con material parental volcánoclastico fueron apiladas sobre un relieve preexistente heredado de la deformación contraccional pre-neógena (Allard *et al.* 2011, Folguera y Ramos 2011, Bilmes *et al.* 2012).

El elevado grado de disturbación de las facies originales de esta unidad obstaculiza una interpretación paleoambiental precisa de las características previas al desarrollo de los suelos. Sin embargo, la alta proporción de material fino volcánoclastico, no asociado a granulometrías mayores, indican ambientes de bajo gradiente. La importante distribución areal y la relativa similitud de espesores que presentan estos depósitos en la región, implican la existencia de procesos de subsidencia regional, capaces de generar tales condiciones para su acumulación y preservación. En el área de la Cuenca de Gastre no se observaron relaciones entre los depósitos de la Formación La Pava y estructuras locales, sugiriendo que el espacio creado para su acumulación fue generado por subsidencia en una etapa previa a la estructuración que se observa actualmente en este sector del antepaís. En este sentido, el principal avance del frente de deformación y estructuración de la faja plegada y corrida de los Andes Nordpatagónicos

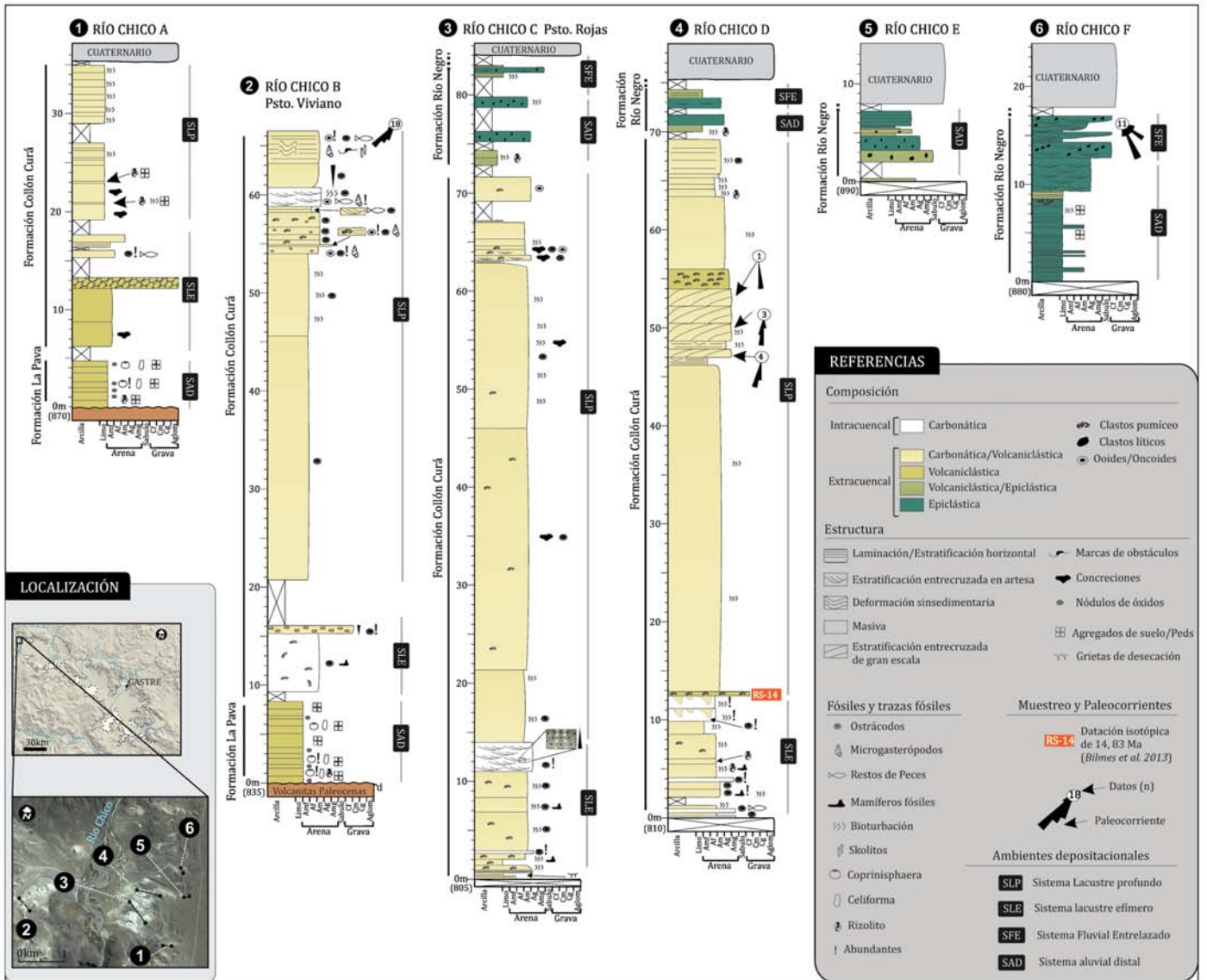


Figura 6: Columnas sedimentológicas del relleno neógeno del extremo noroccidental de la Cuenca de Gastre. Valores en metros en la margen izquierda de cada columna representan la cota en metros sobre el nivel del mar de la base de la columna.

se asocia al Mioceno inferior-medio (Paredes *et al.* 2009, Orts *et al.* 2012, Figs. 3b y 3c). Como fuera ampliamente mencionado para los sistemas de cuencas de antepaís (Jordan 1995, DeCelles y Giles 1996), la respuesta flexural a la carga tectónica no sólo tiene influencia en la zona de cuña orogénica del orógeno, sino que de manera asimétrica y disminuyendo su efecto de subsidencia, se transfiere hacia el antepaís. De esta forma, para explicar la extensa distribución y homogeneidad de espesor de los depósitos de la Formación La Pava, el cambio de las áreas de acumulación y el estilo de sedimentación

disímil que existe entre ésta unidad y las unidades pre-neógenas, se sugiere que la respuesta flexural a la carga tectónica andina registrada en la cordillera nordpatagónica generó el espacio de acomodación necesario para la acumulación y preservación de esta unidad miocena.

La estructuración de la cuenca de Gastre (Mioceno medio)

Durante el Mioceno medio tuvo lugar la etapa tectónica causante del plegamiento y basculamiento de los depósitos de la Formación La Pava y en algunos casos de la sección inferior de la Formación Collón

Curá (Fig. 4a y 7a). Como resultado de esta nueva fase de deformación, fueron invertidas fallas normales preexistentes de la cuenca de Cañadón Asfalto, reactivadas las fallas inversas cretácicas y generadas nuevas fallas inversas, las cuales configuraron a la Cuenca de Gastre (Fig. 11b; Bilmes *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013). En forma sincrónica con la estructuración de la Cuenca de Gastre tuvo lugar la acumulación de depósitos continentales desarrollados bajo una fuerte influencia volcánica, los que constituyen la sección inferior de la Formación Collón Curá. Sistemas lacustres de carácter efímero fueron ge-

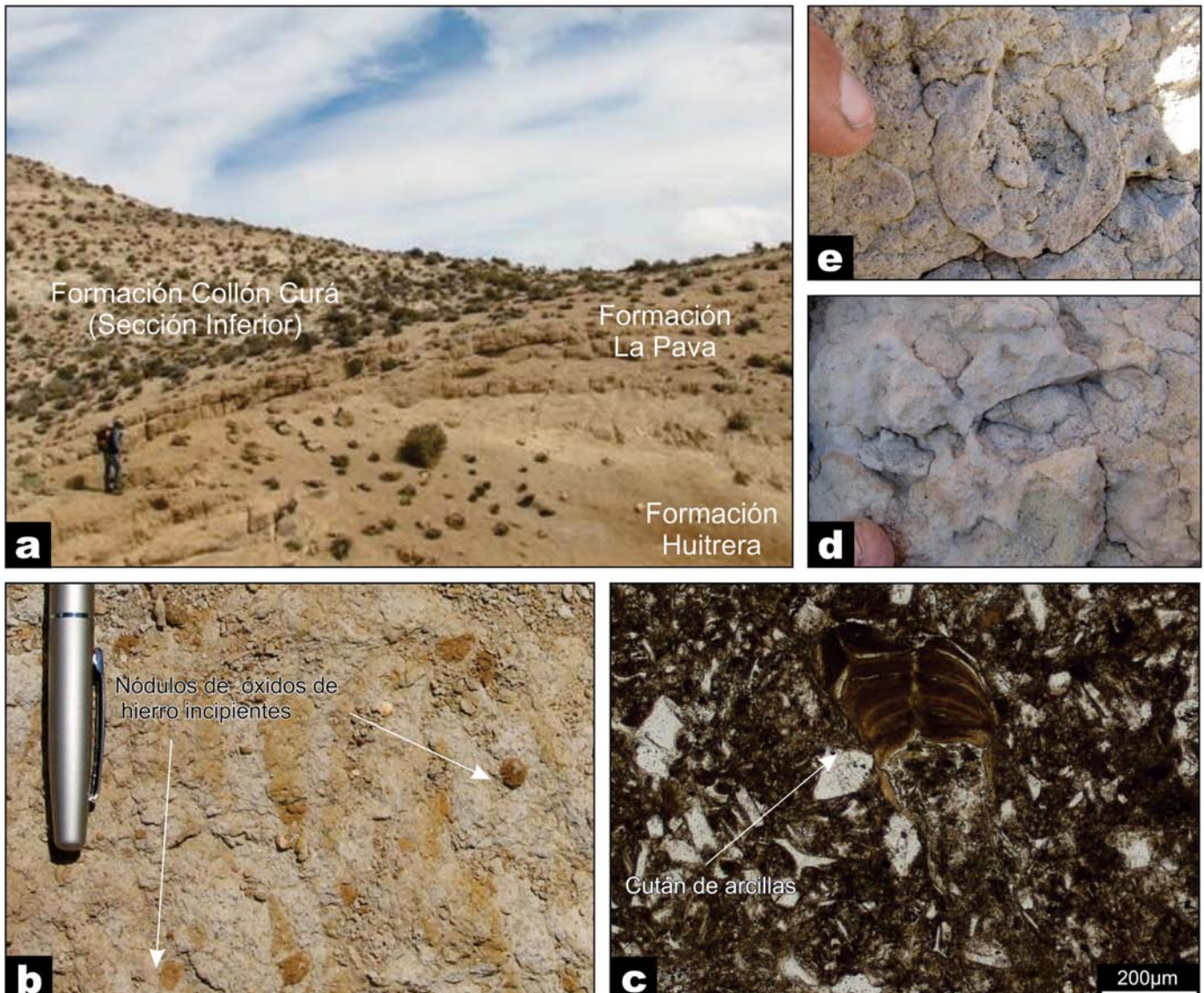


Figura 7: Formación La Pava: sistema aluvial/fluviol de bajo gradiente; a) Disposición vertical y lateral en afloramiento de la unidad en el extremo noroccidental de la Cuenca de Gastre; b) Vista de detalle de afloramientos en las cercanías de la localidad de Gastre donde se observan como rasgo pedogenético, nódulos incipientes de óxidos de hierro; c) Microfotografía con niculos paralelos donde se muestran cutanes argílicos desarrollados por procesos de iluviación; d) Traza asignada a *Celiforma*; e) Traza asignada a *Coprinisphaea*.

nerados en las márgenes de altos topográficos creados por la rotación tectónica de los bloques, a partir de los cuales se generaron flujos gravitacionales subaéreos y subácueos, que incluyen clastos de las Formaciones La Pava o Huitrera (Fig. 8d). La localización de los depósitos iniciales de la Formación Collón Curá en forma horizontal en el piso de cuenca, así como su disposición estructural (basculados o conformando discordancias progresivas sobre bloques de basamento) atestiguan la simultaneidad de su depositación con la estructuración del área. A 40 km al su-

roeste del área de estudio, descripciones de estratos de la Formación Collón Curá con fuertes y diversas inclinaciones (Volkheimer 1964) fueron recientemente interpretados como discordancias progresivas (Ramos *et al.* 2011). De esta manera se evidencia una estructuración de la Cuenca de Gastre, sincrónica con los depósitos inferiores de la Formación Collón Curá, que tuvo lugar en el Mioceno medio, como lo confirma la edad isotópica ($14,8 \pm 0,13$ Ma, Bilmes *et al.* 2013) obtenida para los depósitos basales de la sección media de esta unidad (Fig. 6).

El relleno postdeformacional - Grandes lagos bajo influencia de volcanismo explosivo (Mioceno medio)

Una vez conformada la Cuenca de Gastre es generado un importante espacio disponible para la acumulación de sedimentos que permitió, hasta el presente, alojar y preservar diferentes tipos de depósitos continentales y volcánicos. El inicio de esta etapa está marcado por la edad isotópica de 14,8 Ma registrada en la base de la sección media de la Formación Collón Curá (Bilmes *et al.* 2013; Fig. 6). Esta etapa se caracterizó por la instalación de un

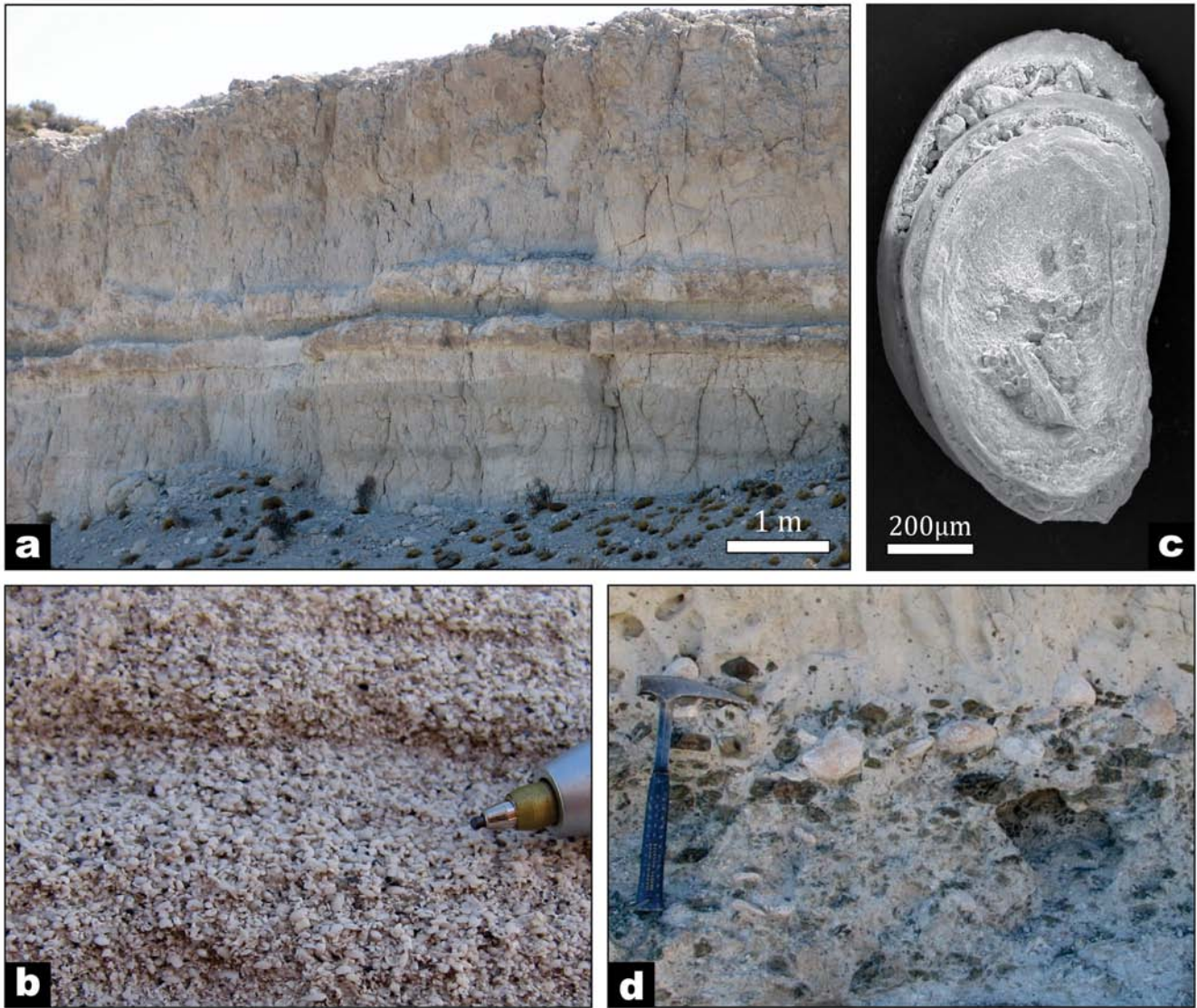


Figura 8: Sección inferior de la Formación Collón Curá: sistema lacustre efímero; a) Vista general de los afloramientos de esta unidad en la margen este del río Chico; b) Detalle de depósitos de *grainstones* bioclásticos donde se observan láminas de hasta 3 cm con gradación normal; c) Microfotografía de microscopio electrónico de barrido donde se observan valvas de ostrácodos con estructura *cup in cup*; d) Conglomerado matriz sostén compuesto por clastos de la Formación Huitrera.

sistema lacustre relativamente profundo y estable, con deltas organizados (sección media y superior de Formación Collón Curá; Figs. 6, 11). La potencia y características de los depósitos de las secciones media y superior, que presentan mayor envergadura respecto de los depósitos lacustres efímeros que los subyacen (relleno sintectónico de la sección inferior de la Formación Collón Curá; Fig. 8), indican que la mayor depositación y preservación de los sedimentos se originó al comienzo de la etapa posttectónica. La ausencia de capas basculadas en el registro postmioceno y de escarpas de fallas, en conjunto

con la presencia de fisuras volcánicas cuaternarias, sin evidencias de desplazamiento lateral o vertical, sugieren que no se habrían desarrollado, en la zona, restructuraciones tectónicas posteriores (Bilmes *et al.* 2012). De esta forma, si se tiene en cuenta la altura mínima de los bloques circundantes (1.050 m s.n.m. en la Sierra Chata; Fig. 2b) y la cota máxima promedio de 880 m s.n.m. en donde fueron registrados los sistemas lacustres de la sección media de la Formación Collón Curá (Fig. 5), se puede señalar que la evolución de la Cuenca de Gastre se desarrolló en un escenario endorreico, descartando la

posibilidad de una conexión externa de los sistemas sedimentarios de la cuenca y que estos sistemas lacustres en tiempos miocenos habrían llegado a constituir un paleolago con profundidades de agua mayores a los 150 m. Estas evidencias se correlacionan con las observaciones sedimentológicas obtenidas para la sección media y superior de la Formación Collón Curá, permitiendo determinar que durante esta etapa los sistemas lacustres ocuparon gran parte de lo que hoy representa el bajo de Gastre (Fig. 11c). La instauración de sistemas lacustres de grandes dimensiones dentro de cuencas intermontanas

ha sido descrita como un fenómeno recurrente durante su evolución, con fuerte intensificación cuando existen condiciones endorreicas (Burbank 1983, Fornari *et al.* 2001, Burbank y Anderson 2005, García-Castellanos 2006, Mon y Gutierrez, 2009). La edad de estos depósitos concuerda con un periodo de óptimo climático (Martínez-Pardo 1990, Zachos *et al.* 2001), que en la Patagonia se caracterizó por condiciones húmedas previas al incremento de aridez del Mioceno medio tardío a Mioceno superior (Blisniuk *et al.* 2005, Ortiz-Jaureguizar y Cladera 2006).

Cese del volcanismo explosivo e insaturación de sistemas aluviales (Mioceno medio-superior-Plioceno?)

Hacia el Mioceno medio-superior se registra en el ámbito de la Cuenca de Gastre un importante cambio en la naturaleza composicional y paleoambiental de los sistemas sedimentarios, tal como lo sugieren los depósitos correspondientes a la Formación Río Negro. A partir de este momento en la evolución de la cuenca y hasta la actualidad, la composición de los materiales sedimentarios acumulados adquiere características polimícticas (Fig. 6), con muy poca participación de material piroclástico respecto de las unidades subyacentes (Fig. 6). Esta característica sugiere el cese o, al menos la abrupta disminución, del suministro volcánico. Este momento de evolución de la cuenca también se caracteriza por un importante cambio en los sistemas sedimentarios que involucra la desaparición de los grandes sistemas lacustres que caracterizaron a la configuración previa de la cuenca. En la margen este del río Chico (Fig. 2b) se observa una importante superficie de discontinuidad labrada sobre los depósitos lacustres de las secciones media y superior de la Formación Collón Curá (Fig. 4b), que separa a los mismos de los depósitos de abanicos distales (sección inferior de la Formación Río Negro) generados durante esta etapa (Fig. 11d). La presencia de una incisión de estas dimensiones (hasta 30 m de profundidad y cientos de metros de ancho labrada sobre depósitos lacustres en una zona donde no existen evi-

dencias de actividad tectónica o de capturas de los sistemas de drenaje, implica un potencial control climático capaz de generar la desecación y erosión del sistema lacustre desarrollado previamente. Estas condiciones pueden asociarse a la disminución de humedad planteada con posterioridad al óptimo climático del Mioceno, amplificada para esta región de los Andes por las condiciones de aridez producidas por el desarrollo de la sombra de lluvia generada por el levantamiento de la cordillera (Pascual *et al.* 1984, Hartley 2003, Blisniuk *et al.* 2005, Ortiz-Jaureguizar y Cladera 2006, Compagnucci 2011). La desecación de los sistemas lacustres habría generado, en algunos sectores, caídas de más de 150 m del nivel de base (diferencia de cota del techo de los depósitos de la Formación Collón Cura registradas dentro de la cuenca; Fig. 5), que habrían favorecido la reacomodación de los sistemas de drenaje a través del desarrollo de incisiones (Fig. 3c). Por encima de esta superficie se depositaron sedimentos asociados con el desarrollo de sistemas aluviales distales (sección inferior de la Formación Río Negro; Fig. 10). La naturaleza de estos sistemas, junto con la escasa participación piroclástica que presenta esta unidad (Fig. 6), indicaría un carácter pasivo para este relleno, depositado en forma progresiva en una incisión labrada con anterioridad.

Últimas reconfiguraciones del paisaje (Plioceno)

Posteriormente al desarrollo de los sistemas de abanicos distales (sección inferior de la Formación Río Negro), depósitos vinculados con el desarrollo de sistemas fluviales entrelazados de la sección superior de la Formación Río Negro rellenaron el borde occidental de la cuenca, pasando transicionalmente a los depósitos cuaternarios de la Formación Choiquepal (Fig. 11e). La similitud de paleocorrientes (con sentido SSE) y composición registradas entre esta unidad y los depósitos cuaternarios, sugieren una historia de evolución común, representando la depositación de un paleo-Río Chico que desagotaba en el extremo NO de la Cuenca de Gastre (Fig. 11e). El marcado cambio granulomé-

trico entre estos depósitos y los depósitos de la etapa anterior registrado en forma abrupta mediante superficie de discontinuidad (Figs. 6 y 10a), permiten definirla como una superficie de discontinuidad de importante jerarquía y distribución. Estudios regionales realizados a 30 km al oeste de la Cuenca de Gastre evidencian una importante superficie de discontinuidad existente entre la Formación Collón Curá y la Formación Martín, la cual ha sido atribuida a reactivaciones pliocenas de corrimientos miocenos (Corrimiento El Pantanoso; Giacosa y Heredia 1999, Giacosa y Heredia 2004, Giacosa *et al.* 2005). En este sentido, aunque no con la misma respuesta, la relación entre la evolución del frente de corrimiento andino a esta latitud y la Cuenca de Gastre también ha sido puesta de manifiesto durante la depositación y preservación de los depósitos de la Formación La Pava en el Mioceno temprano tardío-Mioceno medio. De esta manera, dada la similitud en la edad y proximidad entre las superficies de discontinuidad que separan a la Formación Collón Curá y a unidades suprayacentes, se sugiere que el cambio en los sistemas depositacionales del Mioceno superior-Plioceno registrado dentro de la Cuenca de Gastre se asocia a una respuesta pasiva del relleno como resultante de procesos tectónicos acaecidos en el frente andino.

INFLUENCIA DE FACTORES ALOCÍCLICOS EN LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE GASTRE

La evolución de la Cuenca de Gastre sugiere una historia marcada por periodos de diferente comportamiento tectónico, influenciados en algunos momentos por actividad volcánica explosiva. Por otro lado, importantes caídas del nivel de base y superposiciones de diferentes ambientes sedimentarios se encuentran registrados dentro de la cuenca, en periodos donde la tectónica y el volcanismo no exhibieron una influencia directa. Estas particularidades implican que durante la evolución de la Cuenca de Gastre tanto la tectónica como el clima y la actividad volcánica

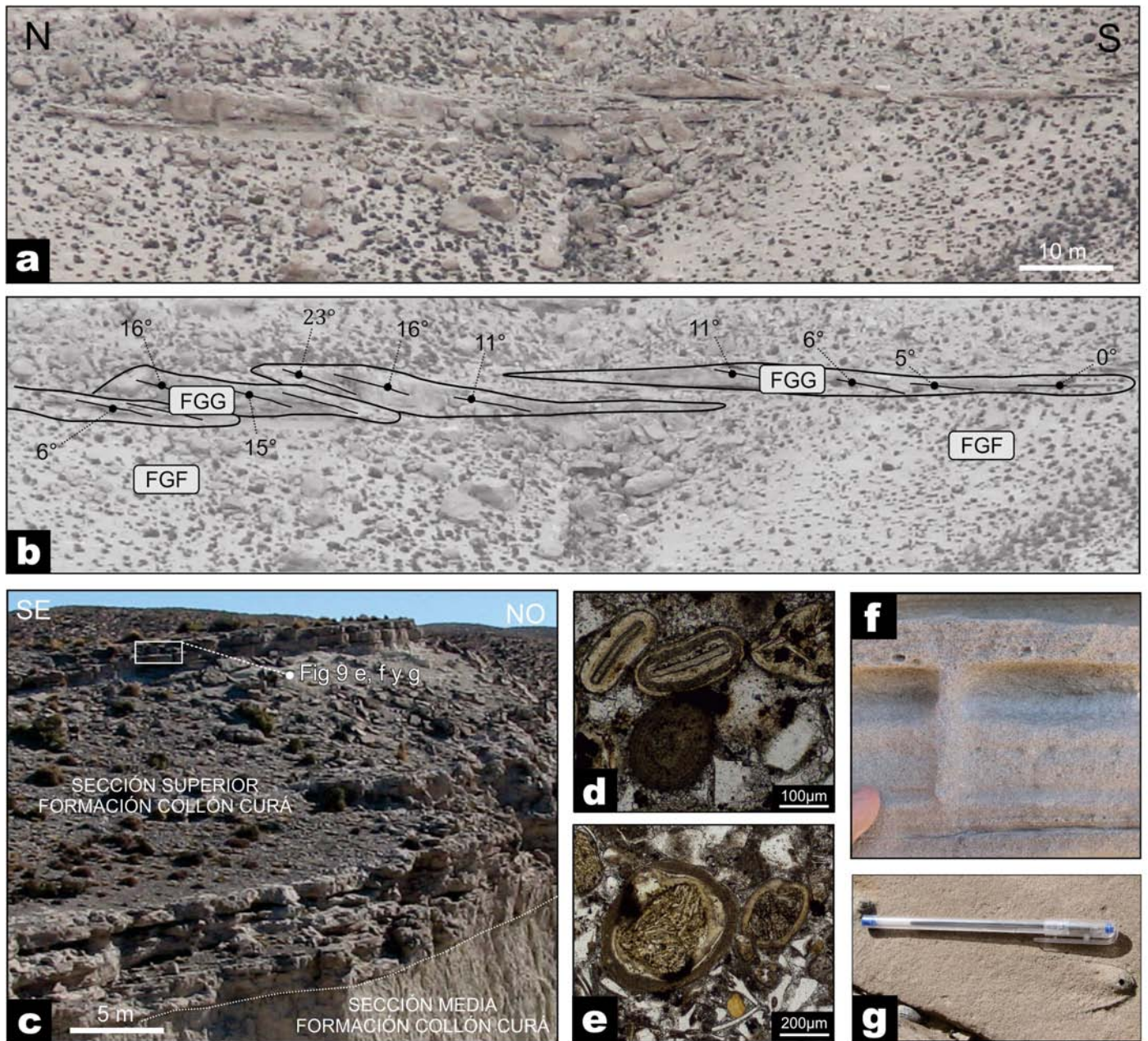


Figura 9: Sección media y superior de la Formación Collón Curá: sistema lacustre con deltas organizados; a) Panel fotográfico sin interpretar del sistema lacustre profundo con desarrollo de deltas; b) Panel fotográfico interpretado. Datos de inclinación de capas internas pertenecientes a la asociación de facies de grano grueso; c) Vista de afloramientos donde puede observarse como la sección superior se localiza por encima de la sección media mediante una superficie de discontinuidad; d) Ooide/oncoide desarrollado sobre líticos volcánicos; e) Ooides esféricos concéntricos y ooides ovoideas; f) Traza asignada a *Skolithos* a partir de la cual fueron desarrolladas marcas de obstáculos; g) Vista de detalle de marcas de obstáculos.

controlaron la evolución estratigráfica de la cuenca a distintas escalas y en diferentes periodos durante el Neógeno. Estos factores alocíclicos aparecen ejerciendo su influencia en el registro en forma aislada, así como solapados entre sí, existiendo etapas en la evolución de la Cuenca de Gastre en donde más de uno de estos controles tuvo influencia en el desarrollo de los sistemas

sedimentarios acumulados (Fig. 12). Los procesos tectónicos (Fig. 12) representan tal vez el factor más importante dentro de la evolución de la cuenca ya que, entre otras cosas, dieron lugar a su estructuración (Fig. 11b). A pesar de su influencia, su importancia se acota a un pequeño lapso, con características casi instantáneas en relación con la evolución

de la cuenca (Fig. 11b). En función de la relación entre la tectónica que configuró a la Cuenca de Gastre y la sedimentación registrada en la misma, es posible definir tres etapas. Una etapa pre-tectónica que se corresponde con el evento de estructuración regional incipiente e influencia de volcanismo explosivo, una etapa sintectónica coincidente con la estructuración de

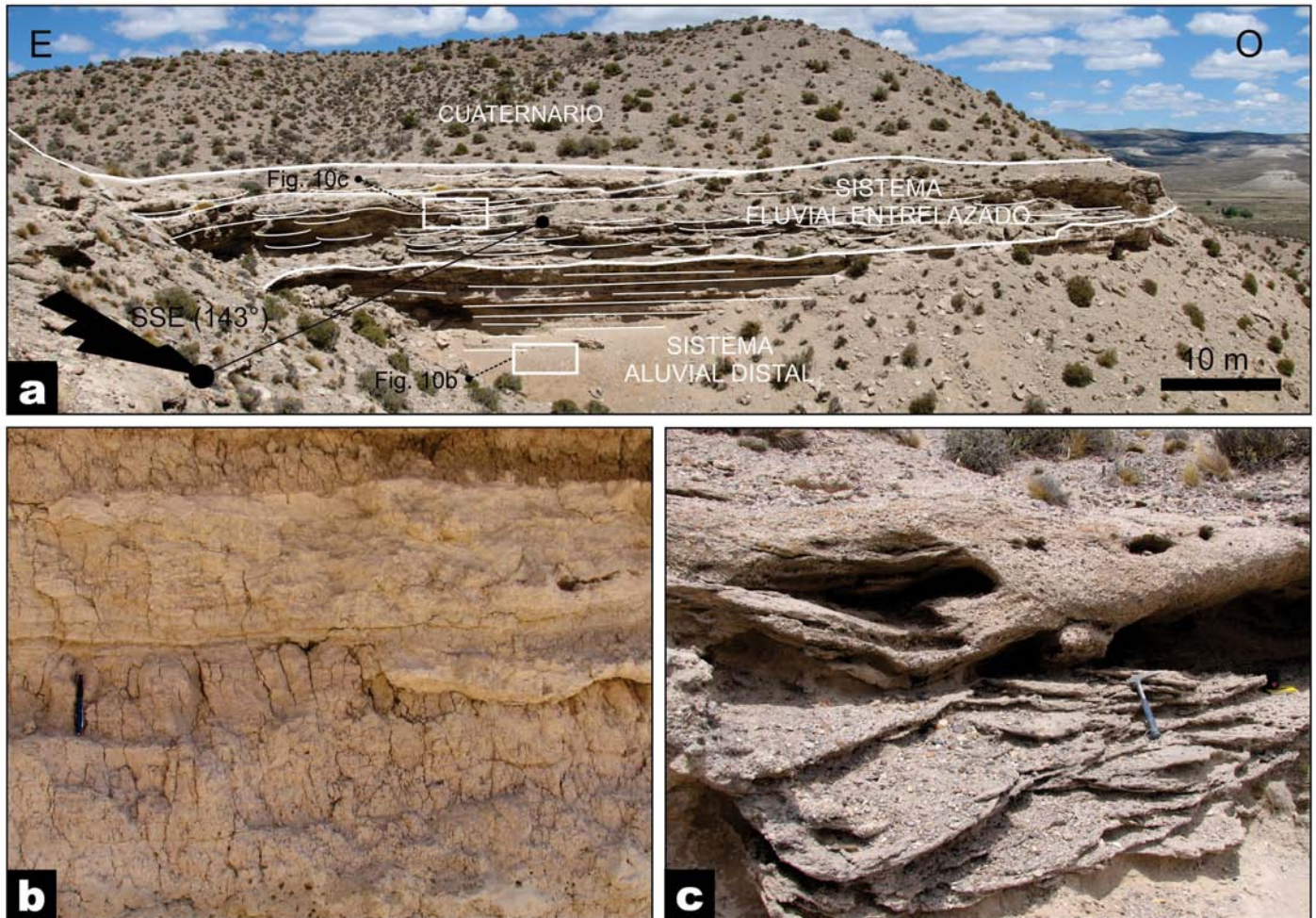


Figura 10: Formación Río Negro a) Panel fotográfico interpretado donde se observan afloramientos de los sistemas de acumulación aluvial distal y fluvial entrelazado desarrollados ambos en la Formación Río Negro; Afloramientos localizados en la margen este del río Chico; b) Facies de pelitas laminadas y masivas características del sistema aluvial distal; c) Facies de conglomerados y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa características del sistema fluvial entrelazado.

la Cuenca de Gastre y una etapa postectónica la cual abarca el periodo de acumulación de los grandes lagos bajo influencia de volcanismo explosivo hasta las últimas reconfiguraciones ocurridas en la Cuenca de Gastre. Por otro lado la influencia de la tectónica puede verse reflejada en forma indirecta, vinculada con procesos tectónicos externos a la cuenca. Por ejemplo, la acumulación de los depósitos de la Formación La Pava (Fig. 11a), podría considerarse como la respuesta inicial en el área de estudio a la deformación andina registrada en la cordillera (Paredes *et al.* 2009, Orts *et al.* 2012). De la misma forma, la reactivación tectónica pliocena asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Nordpatagónicos (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa y Heredia 2004, Giacosa *et*

al. 2005; Fig. 11e) podría haberse reflejado en el área de estudio por la instalación de los sistemas fluviales proximales de la sección superior de la Formación Río Negro (Fig. 11e).

La influencia de materiales volcánicos con afinidad explosiva se manifiesta desde el inicio de la acumulación de la Formación La Pava y hasta el fin de la acumulación de la Formación Collón Curá (Fig. 12). El efecto del volcanismo explosivo en el relleno de cuencas sedimentarias ha sido descrito en diferentes ambientes actuales (Sigurdsson *et al.* 2000) y antiguos (Smith 1988, Haughton 1993, Bank y Chough 1996, Riggs *et al.* 1997, Muravchik *et al.* 2011). En la Cuenca de Gastre, más del 65 % del relleno que la compone (~300m) está caracterizado por depósitos

volcanoclásticos (Figs. 5 y 6), depositados en menos de 5 Ma (Marshall *et al.* 1977, Rabassa 1978, González Díaz y Nullo 1980, Cazau *et al.* 1989, Mazzoni y Benvenuto 1990). El 33% restante fue depositado en un lapso superior a los 10 Ma (Figs. 2a, 6, 7). Altas tasas de sedimentación desencadenadas por vulcanismo explosivo, también han sido registradas en otras cuencas intermontanas andinas (Martina *et al.*, 2006; Davila y Astini, 2007), denotándose la importante influencia que puede ejercer este factor alocíclico en el relleno de una cuenca sedimentaria. Además del marcado incremento de agradación influenciado por el volcanismo, importantes y contrastantes efectos pueden ser generados una vez finalizado el aporte volcánico a partir del reacomoda-

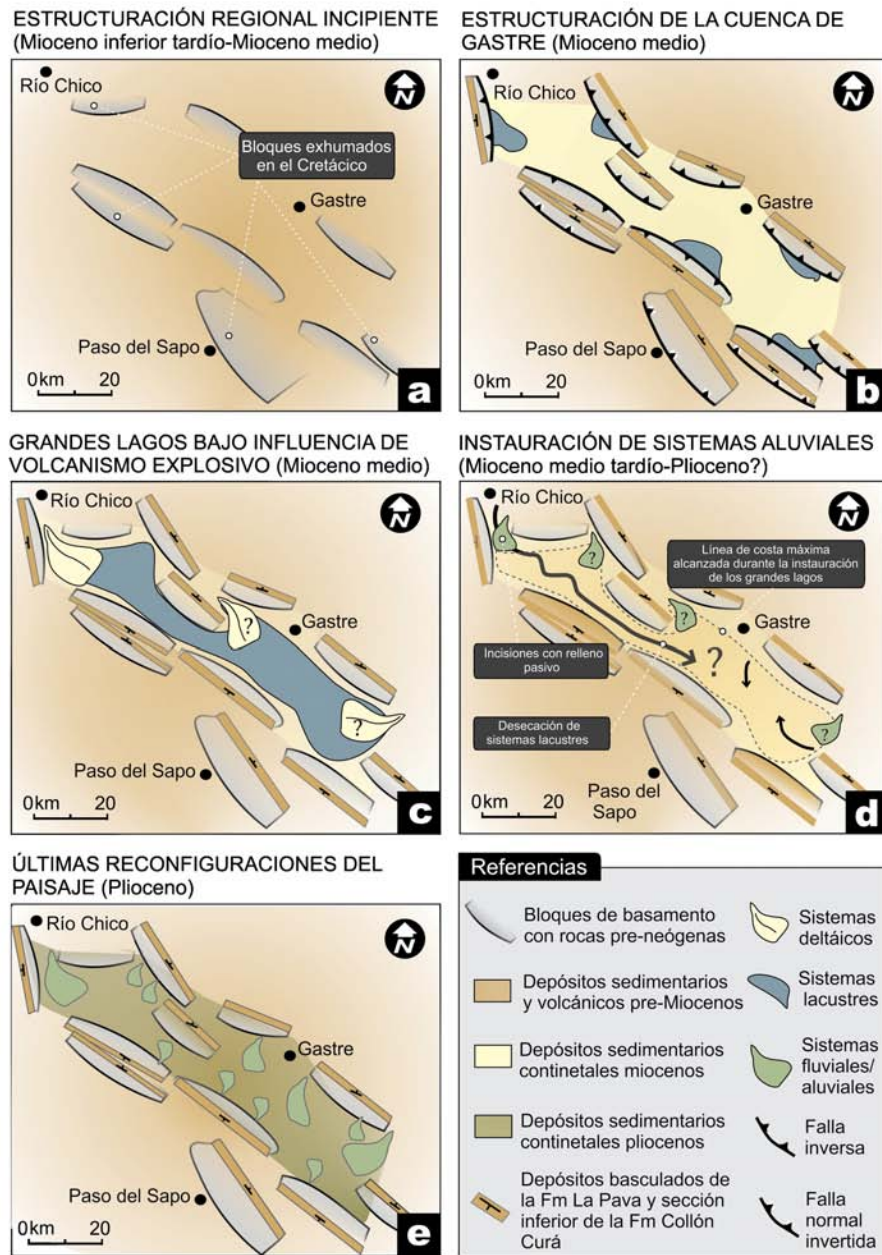


Figura 11: Etapas en la evolución de la Cuenca de Gastre.

miento que generan los sistemas de acumulación. Altas tasas de erosión e incisión son registradas al finalizar el suministro de material volcániclastico, producto de la tendencia de los sistemas de drenaje de buscar las condiciones de equilibrio pre-eruptivas (Smith 1991). En la Cuenca de Gastre, el cese de la influencia directa del aporte volcánico coincide con una importante superficie erosiva (discontinuidad entre las Formaciones Collón Curá y Río Negro; Fig. 4b) labrada en el mismo periodo donde comenzó a registrarse el paula-

tino cambio climático del Mioceno medio tardío al Mioceno superior (Blisniuk *et al.* 2005, Ortiz-Jaureguizar y Cladera 2006). Esta observación permite asociar entre sí los efectos del volcanismo y el clima en el área, sugiriendo que el cese del suministro piroclástico potenció los efectos producidos por el cambio climático.

La influencia del clima en la estratigrafía y evolución neógena de la Cuenca de Gastre está directamente vinculada con el óptimo climático del Mioceno medio (Martínez-Pardo, 1990, Zachos *et al.* 2001; Figs.

11c y 11d). Este período está caracterizado por condiciones húmedas en la región patagónica (Blisniuk *et al.* 2005, Ortiz-Jaureguizar y Cladera 2006), que en la cuenca de Gastre permitieron el desarrollo de sistemas lacustres profundos que ocuparon gran parte de la cuenca y que caracterizan las secciones media y superior de la Formación Collón Curá (Fig. 11c). Posteriormente, y a partir de la acumulación de la Formación Río Negro, la desecación de los sistemas lacustres habría generado una configuración paleogeográfica completamente diferente (Fig. 11e), definiéndose la configuración del paisaje actual, como consecuencia del incremento de aridez, en respuesta al levantamiento andino (Hartley 2003, Sobel y Strecker 2003, Compagnucci 2011). La baja magnitud topográfica estructural generada durante el levantamiento de los bloques circundantes a la cuenca de Gastre, (<500m) y la homogeneidad de los sistemas sedimentarios neógenos en diferentes ámbitos del antepaís nordpatagónico (tanto aquellos localizados en posiciones proximales como distales respecto del frente orogénico), indican que no habría habido una importante influencia climática generada por barreras orográficas locales en la zona de estudio. Estos rasgos, descritos en otros sectores del antepaís fragmentado andino (Sobel y Strecker, 2003) han sido registrados en cuencas en donde la magnitud del levantamiento fue varias veces superior a las registradas en la cuenca de Gastre.

El análisis del relleno neógeno de la cuenca de Gastre pone de manifiesto no solo una variabilidad paleoambiental de los sistemas de acumulación, sino también, una importante variación en la magnitud y dinámica de estos sistemas dentro de la cuenca. Etapas donde toda la cuenca aparece integrada en un solo depocentro (Etapa postdeformacional de grandes lagos bajo influencia de volcanismo explosivo; Fig. 11c), contrastan con periodos donde diferentes depocentros internos desconectados entre sí representan el espacio de acumulación de los sistemas sedimentarios (*ej.* durante el Plioceno cuando se depositan los sistemas fluviales de la Formación Río Negro; Fig. 11e). De esta

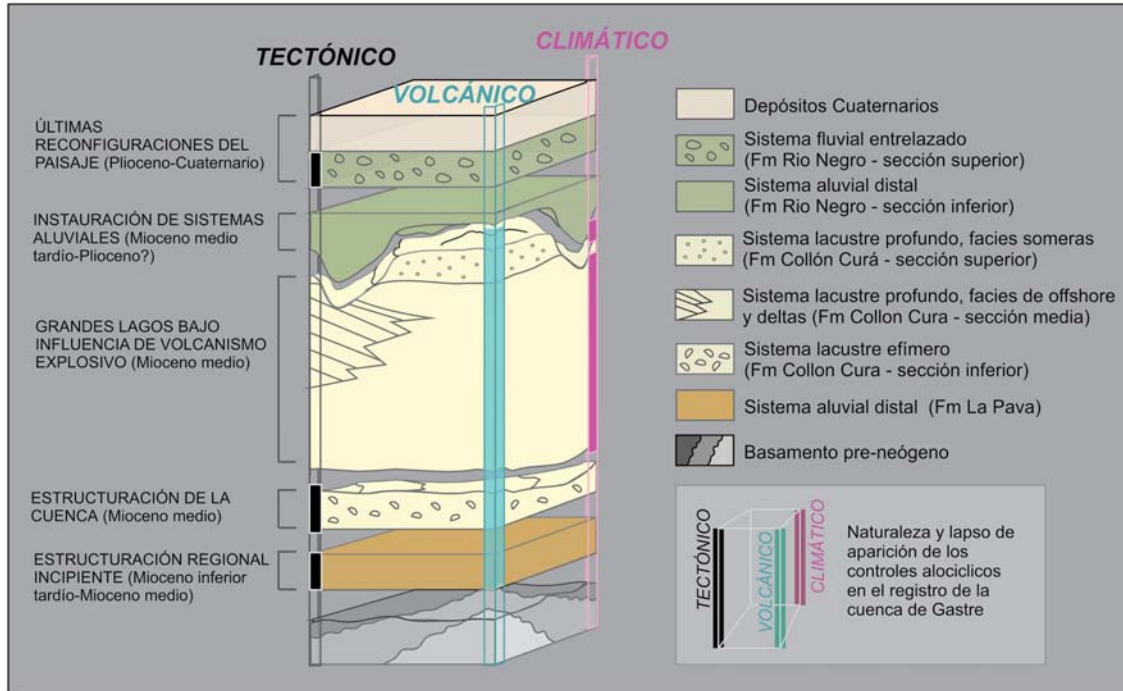


Figura 12: Influencia relativa de los diferentes factores aloclícos en la evolución de la Cuenca de Gastre. Se muestra una columna estratigráfica sintetizada donde se identifican las 5 etapas evolutivas. Cada arista representa un tipo de control aloclíco: tectónico, climático y volcánico.

manera se pone en evidencia la compleja influencia que pueden ejercer los controles aloclícos a lo largo de la evolución de una cuenca intermontana ubicada en un antepaís fragmentado, y lo sensible que puede ser la estabilidad de los sistemas sedimentarios, cuando las características endorreicas prevalecieron a lo largo de toda su evolución.

CONCLUSIONES

Conformando parte de la evolución neógena del antepaís fragmentado patagónico, el estudio del relleno de la Cuenca de Gastre pone de manifiesto la importancia de un análisis multidisciplinario al momento de reconstruir la influencia de factores aloclícos en la dinámica de una cuenca sedimentaria. La Cuenca de Gastre registra diferentes sistemas deposicionales (sistemas aluviales distales, sistemas lacustres efímeros someros, sistemas lacustres estables profundos y sistemas fluviales entrelazados) influenciados, en diferente medida, por distintos factores externos (tectónica, clima y volcanismo). Estos sistemas de acumulación coinciden en algunos casos con intervalos litoestratigráficos, mientras que en otros casos, importantes cambios en los sistemas de

acumulación fueron identificados dentro de una misma unidad litoestratigráfica (ej. el pasaje de sistemas lacustres efímeros a sistemas lacustres profundos en la Formación Collón Curá). La influencia de factores tectónicos, volcánicos y climáticos en el relleno de la Cuenca de Gastre es independiente del esquema estratigráfico propuesto, actuando tanto de manera sincrónica como diacrónica a lo largo de la evolución de la cuenca. En este sentido, a pesar que la influencia de la actividad tectónica es habitualmente caracterizada como un factor primordial en la evolución de este tipo de cuencas, las evidencias registradas en este trabajo sugieren que la misma sólo se manifestó de manera activa durante las etapas iniciales de desarrollo de la cuenca, mientras que durante gran parte de su evolución, si bien el relieve heredado condicionó las características del paisaje, el clima y el volcanismo constituyeron los factores principales que controlaron la dinámica de los ambientes sedimentarios. Los resultados del presente trabajo no solo apuntan a la caracterización tectono-estratigráfica y evolutiva de la Cuenca de Gastre, sino también cobran relevancia para el estudio de otras cuencas endorreicas del Antepaís Fragmentado Patagónico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Dr. Luciano López y al Lic. Mariano Hernández por su invaluable apoyo durante las tareas de campo. Asimismo agradecen a la Dra. María de Encarnación Pérez por la determinación del material fosilífero hallado y clasificado. Los comentarios y sugerencias de Dr. Federico M. Davila, Dr. Andrés Folguera y Dr. Pablo Pazos permitieron mejorar este trabajo. Los autores desean expresar un especial reconocimiento a la Dra. Sara Ballent, quien ya no se encuentra entre nosotros, por la invaluable tarea realizada en esta contribución. Este trabajo fue financiado con fondos del CONICET (PIP 5968, PIP 0632).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allard, J.O.; Giacosa, R. y Paredes, J.M. 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. 18 Congreso Geológico Argentino, Actas: 988-989, Neuquén.
- Bank, J.J. y Chough, S.K. 1996. An interplay of syn- and inter-eruption depositional processes: the lower part of the Jangki Group (Miocene), SE Korea. *Sedimentology* 43: 421-438.

- Bhattachayra, J.P. 2006. Deltas. En Posamentier, H.W y Walker, R.G. (eds.) Facies model revisited, SEPM Special Publication: 237-292.
- Bilmes, A. Caracterización estratigráfica, sedimentológica y estructural del sistema de bajos neógenos de Gastre, provincias del Río Negro y del Chubut. 1a ed.: Universidad Nacional de La Plata. EDULP, 219 p., La Plata.
- Bilmes, A.; Franzese, J.; D'Elia, L.; Veiga, G.D. y Hernandez, M. 2012. Deformación Neogena en el Antepais Nordpatagonico: la Cuenca de Gastre. 15 Reunión de tectónica. Actas en CD, San Juan.
- Bilmes, A.; D'Elia, L.; Franzese, J.; Veiga, G.D. y Hernandez, M. 2013 Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64: 450-489.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 2008. Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies models. *Sedimentology* 55: 579-615.
- Blisniuk, P.M. y Stern, L.A.; Chamberlain, C.P.; Idleman, B.; Zeitler, P.K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 230: 125-142.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies model: recent developments, En Posamentier, H.W. y Walker, R.G. (eds.) Facies model revisited, SEPM Special Publication: 85-170.
- Bullock, P.; Fedoroff, N.; Jongerijs, A.; Stoops, G. y Tursina, T. 1985. Handbook of soil thin section description. Waine Research Publishing, 155 p., Albrighton.
- Burbank, D.W. 1983. The chronology of intermontane-basin development in the northwestern Himalaya and the evolution of the Northwest Syntaxis. *Earth and Planetary Science Letters* 64: 77-92.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. 2005. Tectonic geomorphology. Blackwell Science, 274p., Malden.
- Cazau, L.; Mancini, D.; Cangini, J. y Spalletti, L.A. 1989. Cuenca Nirihuau, En Chebli, G.A., Spalletti, L.A. (ed.) Cuenas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán: 299-318, San Miguel de Tucumán
- CNEA. 1990. Estudio de Factibilidad y Anteproyecto de Ingeniería. Comisión Nacional de Energía Atómica, 128 p., Buenos Aires.
- Cobos, J.C. y Panza, J.L. 2003. Hoja Geológica 4769-I El Pluma. SEGEMAR, 80p., Buenos Aires.
- Collinson, J.D. 2002. Aluvial sediments, En Reading, H.G. (ed). *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Science: 37-82, Oxford.
- Collinson, J.D.; Mountney, N. y Thompson, D. 2006. *Sedimentary structures*. 3edición. Terra Publishing, 292 p., Harpenden.
- Compagnucci, R.H. 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modelling scenarios. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 229-249.
- Cucchi, R.J. 1998. Descripción geológica de la Hoja 4169-I Piedra del Águila. SEGEMAR, 74 p., Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H. y Franzese, J. 1987. Las megafacturas del Macizo y la Cordillera norpatagónica y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile* 31: 3-13.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2007. Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina belt): Implications for Central Andean foreland development: *Geological Society of America Bulletin* 119: 609-622
- DeCelles, P.G. y Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105-123.
- Dessanti, R.N. 1972. Andes Patagónicos Setentrionales. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 655-687, Cordoba.
- Figari, E.G.; Courtade, S.F. y Constantini, L.A. 1996. Stratigraphy and Tectonics of Cañadon Asfalto Basin, Lows of Gastre and Gan Gan, North of Chubut Province, Argentina. *Geo-Research Forum*: 359-368.
- Flügel, E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Second Edition. Springer, 984 p., London.
- Folguera, A. y Ramos, V. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 1-16.
- Fornari, M.; Risacher, F.O. y Feraud, G. 2001. Dating of paleolakes in the central Altiplano of Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 269-282.
- Franzese, J.R.; D'Elia, L.; Bilmes, A.; Muravchik, M. y Hernández, M. 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 38: 319-334.
- Fregenal, M.A. y Meléndez, N. 2010. Lagos y sistemas lacustres. En Arche, A. (ed.) *Sedimentología, del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 299-397, Madrid
- Friedmann, S.J. 1999. Sedimentology and stratigraphy of the Shadow Valley basin, eastern Mojave Desert, California. En Wright, L.A y Troxel, B.W. (eds.) *Cenozoic Basins of the Death Valley Region*, Sepcial paper 333. The Geological Society of America: 213-244.
- García-Castellanos, D. 2006. Long-term evolution of tectonic lakes: Climatic controls on the development of internally drained basins. *Geological Society of America Special Papers* 398: 283-294.
- García Morabito, E.; Götze, H.J. y Ramos, V.A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. *Tectonophysics* 499: 1-21.
- Genise, J.F.; Mángano, M.G.; Buatois, L.A.; Laza, J.H. y Verde, M. 2000. Insect trace fossil associations in palaeosols: The Coprinisphaera ichnofacies. *Palaios* 15: 49-64.
- Giacosa, R. y Heredia, N. C. 1999. The Cenozoic foreland basin of the Andean Patagonian foreland thrust and fold belt, between 41 and 42°S, SW Argentina La cuenca de antepais terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagonicos entre los 41°y 42°S, SO de Argentina. *Acta Geologica Hispanica* 32: 103-111.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. C. 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18: 61-72.
- Giacosa, R.E.; Afonso, J.C.; Heredia, N. C. y Paredes, J. 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 157-170.
- Giacosa, R.; Zubia, M.; Sánchez y M.; Allard,

- J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- González Díaz, E. y Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. En Leanza, A. (ed.). *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 1099-1147, Córdoba.
- González Díaz, E.F.; Riggi, J.C. y Fauqué, L. 1986. Formación Calefú (nov. Nom.): Reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicurá, en el área de Collón Curá, Sur del Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 41: 81-105.
- González Díaz, E.F.; Ostera, H.A.; Riggi, J.C. y Fauqué, L. 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (Ex "Rionegrense") de la Formación Calefú, en el valle del río Collón Curá y adyacencias (SE del Neuquén). 11 Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 243-246, San Juan.
- Guillaume, B.; Martinod, J.; Husson, L.; Roddaz, M. y Riquelme, R. 2009. Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics* 28: TC2009.
- Hartley, A. 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society* 160: 7-10.
- Haughton, P.D.W. 1993. Simultaneous Dispersal of Volcaniclastic and Non-Volcanic Sediment in Fluvial Basins: Examples from the Lower Old Red Sandstone, East-Central Scotland. En Marzo, M y Puigdefábregas, C. (eds.) *Alluvial Sedimentation*, Blackwell Publishing Ltd.: 451-471, Cambridge.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. En Busby, C.J y Ingersoll, R.V. (eds.) *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell: 331-362, Cambridge.
- Manville, V. 2001. Sedimentology and history of Lake Reporoa: an ephemeral supra-ignimbrite lake, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. En White, J.D.L. y Riggs, N.R. (eds.) *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*, Special Publication International Association of Sedimentologist: 109-140, Cambridge.
- Marshall, L.G.; Pascual, R.; Curtis, G.H. y Drake, R.E. 1977. South American geochronology: Radiometric time scale for middle to late tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. *Science* 195: 1325-1328.
- Martina, F., Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2006. Mio-Pliocene volcaniclastic deposits in the Famatina Ranges, southern Central Andes: A case of volcanic controls on sedimentation in broken foreland basins. *Sedimentary Geology* 186: 51-65.
- Martínez-Pardo, R. 1990. Major Neogene events of the Southeastern Pacific: the Chilean and Peruvian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 77: 263-278.
- Mazzoni, M.M. y Benvenuto, A. 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia. 11 Congreso Geológico Argentino, Actas: 87-90, San Juan.
- Melchor, R.N. 2007. Changing lake dynamics and sequence stratigraphy of synrift lacustrine strata in a half-graben: an example from the Triassic Ischigualasto-Villa Unión Basin, Argentina. *Sedimentology* 54: 1417-1446.
- Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, 582p., Berlin.
- Moscariello, A. 2005. Exploration potential of the mature Southern North Sea basin margins: some unconventional plays based on alluvial and fluvial fan sedimentation models. En Dore, A.G. y Vining, B.A. (eds.) *Petroleum Geology: North-West Europe and global Perspectives - Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*, Geological Society of London: 595-605, London.
- Mon, R y Gutiérrez, A.A. 2009. The Mar Chiquita Lake: An indicator of intraplate deformation in the central plain of Argentina. *Geomorphology* 11: 111-122.
- Muravchik, M.; D'Elia, L.; Bilmes, A. y Franzese, J.R. 2011. Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precucano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 238: 132-144.
- Nullo, F.E. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. SEGEMAR, 88 p., Buenos Aires.
- Nullo, F.E. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. SEGEMAR, 79 p., Buenos Aires.
- Ortiz-Jaureguizar, E. y Cladera, G.A. 2006. Palaeoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. *Journal of Arid Environments* 66: 498-532.
- Orts, D.L.; Folguera, A.; Encinas, A.; Ramos, M.; Tobal, J. y Ramos, V.A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S). *Tectonics* 31: TC3012.
- Paredes, J.M.; Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2009. Sedimentary evolution of Neogene continental deposits (Ñirihuau Formation) along the Ñirihuau River, North Patagonian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 74-88.
- Pascual, R.; Bondesio, P.; Vucetich, M.G.; Scillato-Yane, G.J.; Bond, M. y Tonni, E. 1984. Vertebrados fósiles Cenozoicos. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas 9: 539-561, San Carlos de Bariloche.
- Peroni, G.O.; Hegedus, A.G.; Cerdan, J.; Legarreta, L.; Uliana, M.A. y Laffitte, G. 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo belt, Central Patagonia. En Tankard, A.J.; Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62: 403-419.
- Peterson, F.F., 1981. Landforms of the basin & range province defined for soil survey, Technical. *Bulletin Nevada Agricultural Experimentation*, 60 p., Nevada.
- Proserpio, C.A. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut (1:200000). SEGEMAR, 76 p., Buenos Aires.
- Rabassa, J. 1978. Estratigrafía de la región de Pilcaniyeu Comallo, Provincia de Río Negro. 7 Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 731-746, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999a. Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. En Caminos, R, C. (ed.) *Geología Argentina*, SEGEMAR: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999b. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R, C. (ed.) *Geología Argentina*, SEGEMAR: 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, M.E., Orts, D., Calatayud, F., Pazos, P.J., Folguera, A. y Ramos, V.A., 2011. Estructura, Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca de Ñirihuau en las nacientes del río Cushman, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 210-224.
- Rapela, C.W., Dias, G.F., Franzese, J.R., Alonso, G., Benvenuto, A.R. 1991. El Batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18: 121-138.

- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Harrison, S.M., 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions - Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 291-304.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En Storey A.T., Alabaster, T. y Pankhurst R. J. (eds) *Magmatism and the Causes of Continental Break-Up*, Geological Society of London Special Publication 68: 209-220.
- Ravazzoli, I.A. y Sesana, F.L. 1977. Descripción geológica de la hoja 41c-Río Chico. *SEGEMAR*: 80 p., Buenos Aires.
- Reading, H.G. y Collinson, J.D., 2002. *Clastic coasts*. En Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* 3ra edición, Blackwell Science: 54-231. Oxford.
- Retallack, G.J. 2001. *Soils of the past: An introduction to Paleopedology*, 2 da edición. Blackwell Science, 404 p., Oxford.
- Riggs, N.R.; Hurlbert, J.C.; Schroeder, T.J. y Ward, S.A. 1997. The interaction of volcanism and sedimentation in the proximal areas of a mid-Tertiary volcanic dome field, central Arizona, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 67: 142-153.
- Sánchez, M.V.; Laza, J.H.; Bellosi, E.S. y Genise, J.F. 2010. Ichnostratigraphy of middle Cenozoic Coprinisphaera from central Patagonia: Insights into the evolution of dung beetles, herbivores and grass-dominated habitats. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297: 633-648.
- Shultz, A.W. 1984. Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 759-772.
- Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, s.r.; Rymer, H. y Stix, J. 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 1442p., San Diego
- Smith, G.A. 1988. Neogene synvolcanic and syn-tectonic sedimentation in central Washington. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1479-1492.
- Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds.) *Sedimentation in Volcanic Settings*, Special Publication SEPM (Society Economic Paleontologists and Mineralogists): 109-121, Tulsa.
- Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research* 15: 431-451.
- Spalletti, L.A. y Dalla Salda, L.H. 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 9: 197-206.
- Tabla Cronostratigráfica Internacional 2013. <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01Spanish.pdf>
- Talbot, M.R. y Allen, P.A. 1996. Lakes. En Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell: 83-123, Malden.
- Tanner, L.H., 2010. Continental Carbonates as Indicators of Paleoclimate. En Alonso-Zarza, A.M. y Tanner, L.H. (eds.) *Developments in Sedimentology*, Elsevier: 179-214, Amsterdam.
- Veiga, G.D.; Spalletti, L. y Flint, S.S. 2008. Anatomy of fluvial lowstand edge: the Avile member of the Agrio Formation (Hauterivian) in central Neuquen Basin (northwest Neuquen Province), Argentina. En Nichols, G y Williams, E.; Paola, C. (eds.) *Sedimentary Processes, Environments and Basins*, A tribute to Peter Friend, Special Publication International Association of Sedimentologists: 341-365.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extra andina del departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos de 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 85-107.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extra andino (zona Gastre - Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 326-350.
- Von Gosen, W. y Loske, W., 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the "Gastre fault system". *Journal of South American Earth Sciences* 18: 73-88.
- Wakefield, M.I. 1995. Ostracod biostratigraphy at lagoonal shorelines: example from the Great Estuarine Group, Middle Jurassic, Scotland. *Proceedings of the Geologists Association* 106: 211-218.
- Wells, S.G. y Harvey, A.M. 1987. Sedimentologic and geomorphic variations in storm generated alluvial fans, Howgill Feels, northwest England. *Geological Society of America Bulletin* 98: 182-198.
- Yrigoyen, M. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6: 349-356.
- Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E. y Billups, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292: 686-693.
- Zaffarana, C.B., López de Luchi, M.G., Somoza, R., Mercader, R., Giacosa, R. y Martino, R.D., 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 151-166.
- Zaffarana, C.B. y Somoza, R., 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.

Recibido:

Aceptado: