Andean Geology 39 (3): 407-441. September, 2012
doi: 10.5027/andgeoV39n3-a04

Andean Geology
formerly Revista Geológica de Chile
www.andeangeology.cl

Paleoambientes sedimentarios de la Formación Toro Negro (Neógeno), antepaís fracturado andino, noroeste argentino

Patricia L. Ciccioli[1], Sergio A. Marenssi [1, 2]

[1] *CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA). Pabellón 2, Ciudad Universitaria, C1428EHA Buenos Aires, Argentina.*
ciccioli@gl.fcen.uba.ar

[2] *CONICET - Instituto Antártico Argentino. Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires, Argentina.*
smarenssi@dna.gov.ar

RESUMEN. La Formación Toro Negro (Neógeno) registra parte de la sedimentación de la cuenca de antepaís fracturado de Vinchina (Orogenia Andina) en el NW argentino. Esta unidad está compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas junto con algunos niveles de brechas y tobas depositados principalmente en ambientes continentales. Once asociaciones de facies (AF) fueron reconocidas: ocho corresponden al miembro inferior y tres al superior. La AFI está compuesta por megabrechas intraformacionales y conglomerados depositados en ríos entrelazados gravosos que rellenaron el paleovalle fluvial en el norte del área. La AFII, formada por brechas intraformacionales y areniscas integrando fajas de canales fuertemente incisas dentro una planicie aluvial, fue identificada en las posiciones marginales del mencionado paleovalle. La AFIII, integrada por fajas de canales gravosos con planicies arenosas, corresponde a ríos anastomosados de clima semiárido que evolucionó a un sistema con espesas planicies fangosas con delgados desbordamientos arenosos y canales simples gravosos (AFIV). Por su parte, la AFV consiste de complejos de canales arenosos encapsulados con ciclos grano-crecientes. La AFVI está compuesta por conglomerados y areniscas guijarrosas depositadas en una planicie entrelazada que evoluciona a un sistema fluvial de menor energía (AFVII) caracterizado por un aumento de depósitos fangosos con lóbulos arenosos y lentes gravosas. La AFVIII está dominada por sedimentos finos depositados en un lago somero. En el miembro superior, la AFIX corresponde a un sistema fluvial entrelazado profundo gravoso. La AFX está compuesta por facies finas acumuladas en una planicie aluvial fuertemente agradante sobre la que progradan depósitos gruesos correspondiente a un piedemonte dominado por flujos canalizados (AFXI). En la evolución paleoambiental de la Formación Toro Negro se reconocen 3 etapas. La etapa I (Mioceno Temprano) corresponde a la formación de un paleovalle fluvial en el norte del área y posterior relleno por cursos fluviales gravo-arenosos provenientes del oeste principalmente (AFI-V). En la etapa II (Mioceno Medio a Tardío) se desarrollan sistemas fluviales no confinados areno-gravosos (AFVI-VII) que progradan sobre un lago somero (AFVIII) desarrollado en el sur del área. Finalmente, la etapa III (miembro superior, Mioceno Tardío-Plioceno Temprano) corresponde a pulsos de progradación de la cuña clástica (AFIX-XI) desde el oeste (Precordillera).

Palabras clave: Sedimentación continental, Antepaís fracturado, Andes, Neógeno, NW Argentina.

ABSTRACT. Sedimentary paleoenvironments of the Toro Negro Formation (Neogene), Andean broken foreland, northwest Argentina. The Toro Negro Formation (Neogene) records the sedimentation in the broken-foreland Vinchina Basin during the Andean Orogeny, in northwestern Argentina. This unit is composed of conglomerates, sandstones and mudstones together with some beds of breccias and tuffs deposited mainly in fluvial environments. Eleven facies associations (FA) were identified in this unit, eight of them corresponding to the lower member and three to the upper member. FAI is composed of massive intraformational megabreccias and cross-bedded conglomerates deposited in braided fluvial systems that filled a deep fluvial paleovalley formed in the north of the studied region. FAII was only identified in marginal positions of the paleovalley and is composed of intraformational breccias and sandstones forming channel belts incised within alluvial plains deposits. FAIII comprises gravelly channel belts and sandy floodplains dominated by crevasse splays interpreted as deposited in semiarid anastomosing fluvial systems. FAIV shows coarsening-upward successions with thick muddy alluvial plain deposits including thin crevasse splays and gravelly single channels. Encapsulated channel complexes composed of coarse-grained sandstones and scarce conglomerates, form FAV. FAVI covers a low-relief erosive surface and is mainly composed of conglomerates and gravelly sandstones deposited in broad alluvial plains. This fluvial complex evolved to a lower-energy system (FAVII) characterized by an increase of muddy floodplain deposits and the existence of fine-grained sandstone lobes with gravelly lenses. FAVIII is dominated by mudstones deposited in a playa lake environment. In the upper member, FAIX corresponds to deep gravel-bed braided streams. FAX is composed of fine-grained deposits of a highly aggradational fluvial plain. Finally, FAXI mainly consists of breccias and conglomerates deposited in streamflow-dominated piedmonts. Three stages were recognized in the paleoenvironmental evolution of the Toro Negro Formation. Stage I (Early Miocene) corresponds to the generation and infill of the paleovalley, by fluvial systems coming from the west (FAI-V) in the northern-central part of the basin. Stage II (Medium to Late Miocene) consists of gravelly-sandy fluvial systems (FAVI-VII) prograding from the north-northwest towards the playa lake (FAVIII) developed in the south. Finally, Stage III (upper member, Late Miocene-Early Pliocene) corresponds to pulses of clastic-wedge progradation (FAIX-XI) from the west (Precordillera).

Keywords: Continental sedimentation, Broken-foreland, Andes, Neogene, NW Argentina.

1. Introducción

La Formación Toro Negro (Turner, 1964) forma parte del relleno de la cuenca de Vinchina, un claro ejemplo del antepaís fragmentado andino (Jordan, 1995) en el NW de la Argentina (provincia de La Rioja) (Fig. 1). La fragmentación de esta cuenca tuvo lugar durante el Neógeno cuando se produjo el levantamiento de bloques de basamento cristalino pertenecientes a las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Jordan, 1995; Ramos *et al.*, 2002; Ciccioli, 2008; Ciccioli *et al.*, 2010, 2011).

Los afloramientos de la cuenca de Vinchina conforman actualmente la Sierra de los Colorados, unidad orográfica con dirección NE-SW, limitada al norte y sur por bloques de basamento correspondientes a las estribaciones más occidentales de las Sierras Pampeanas, sierras de Toro Negro y Umango-Espinal respectivamente (Fig. 1C). Al este, la cuenca de Vinchina confluye sobre el valle homónimo que la separa del Sistema de Famatina, mientras que al oeste el Bolsón de Jagüel marca su límite con la Precordillera, cuyos asomos septentrionales exponen granitos y sedimentitas paleozoicas (Fig. 1).

La Formación Toro Negro (Neógeno) conforma una potente sucesión con espesores variables que van desde 2.700 hasta 4.000 m. Esta unidad ha sido dividida en 2 miembros por Ramos (1970). El miembro inferior se encuentra integrado principalmente por areniscas pardo amarillentas, grises y verdosas con intercalaciones de pelitas y abundantes brechas intraformacionales pelíticas, presentando varios niveles de tobas blancas, grises y verdosas. Este miembro se caracteriza por presentar tanto variaciones litológicas como en el espesor a lo largo de la Sierra de Los Colorados. Por su parte, el miembro superior que se caracteriza por una mayor homogeneidad en su composición y en el espesor, se encuentra integrado principalmente por conglomerados con presencia de areniscas finas a limolitas de color rosado.

La Formación Toro Negro ha sido incluida en la mayoría de los estudios de correlación paleomagnética y de trazas de fisión realizados en sucesiones cenozoicas del antepaís andino de las provincias de La Rioja y San Juan de Argentina (Tabbutt *et al.*, 1989; Ré y Vilas, 1990; Ré y Barredo, 1993; entre otros) como también ha sido de interés desde el punto de vista paleontológico (De Iullis *et al.*, 2004; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Krapovickas *et al.*, 2007, 2009; entre otros). Sin embargo, escasas son las contribuciones referidas a la sedimentología de la unidad (Ramos, 1970; Ciccioli *et al.*, 2004; Ciccioli, 2008;

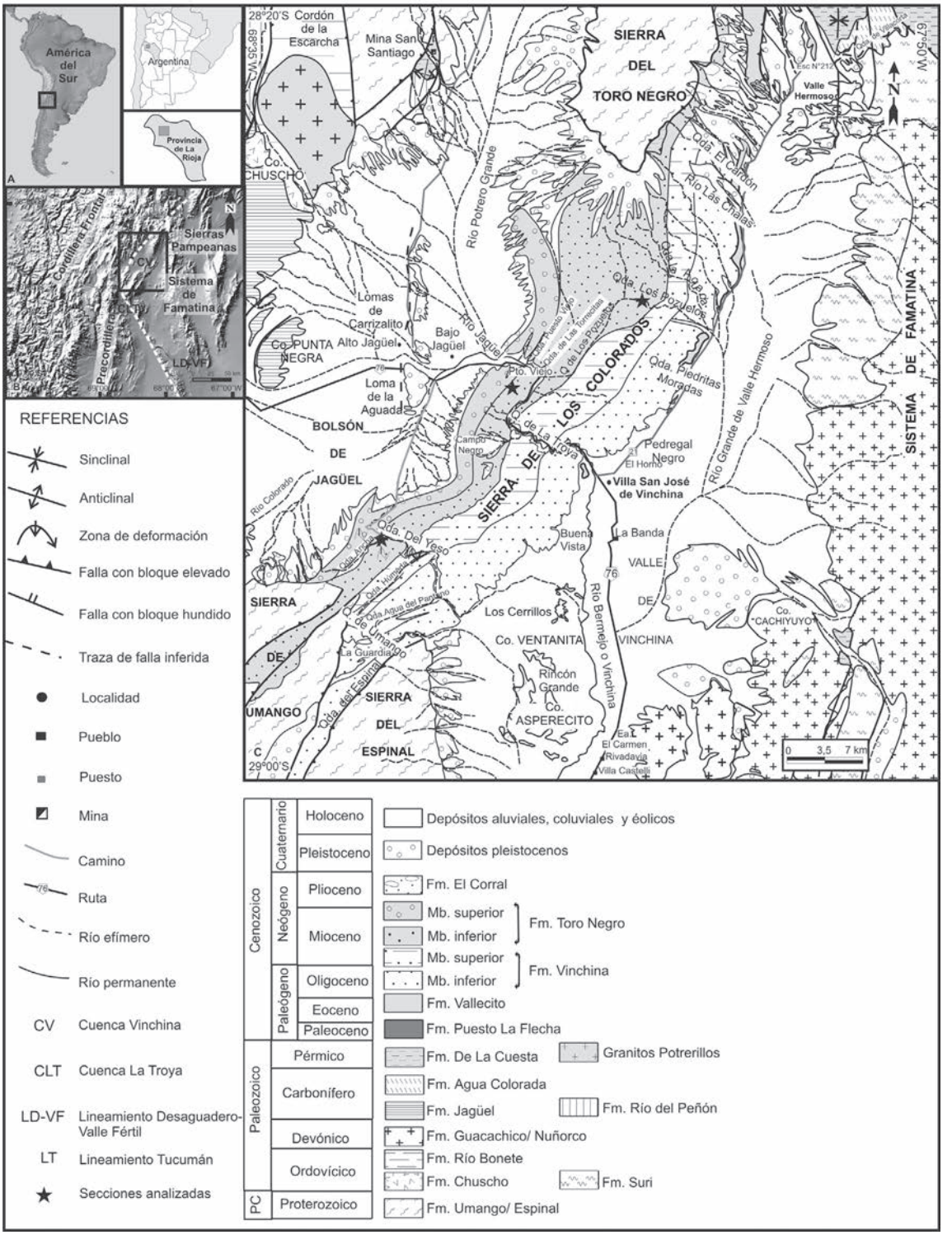

FIG. 1. Mapa geológico de la Sierra de Los Colorados.

Ciccioli *et al.*, 2008). En particular, Ciccioli (2008) ha realizado un estudio detallado de la Formación Toro Negro desde el punto de vista sedimentológico, incluyendo el análisis de la composición de areniscas y conglomerados para establecer las distintas áreas de procedencia de la unidad.

En este trabajo, se presentan los paleoambientes sedimentarios reconocidos en la Formación Toro Negro y sus variaciones tempo-espaciales a lo largo de la cuenca. Para ello, se han relevado tres secciones a lo largo de las quebradas principales de la Sierra de Los Colorados, de norte a sur: **1.** Los Pozuelos-Aguada; **2.** La Troya y **3.** del Yeso (Fig. 2). En las dos primeras se han levantado perfiles integrados, que son presentados en este trabajo, reconociendo distintas asociaciones de facies y sus variaciones laterales. A su vez, se establece la evolución paleoambiental de la Formación Toro Negro fuertemente influenciada (o controlada) por el desarrollo del antepaís fragmentado andino durante el Neógeno.

2. Marco geológico y estratigráfico

La Formación Toro Negro constituye parte del relleno de la cuenca de Vinchina, uno de los depocentros cenozoicos del antepaís fracturado

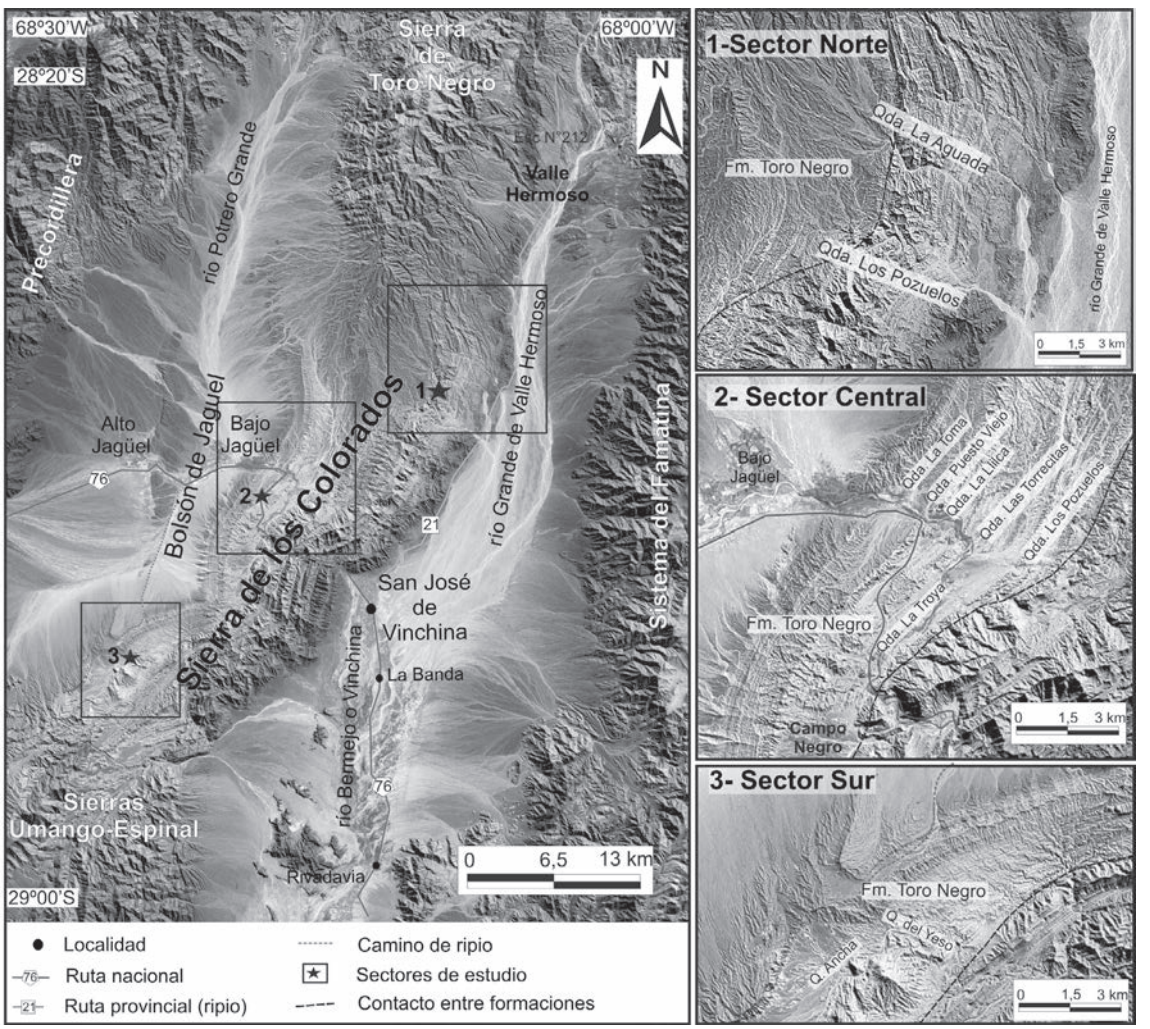

FIG. 2. Ubicación de las secciones de estudio a lo largo de la Sierra de Los Colorados: **1.** Sección norte; **2.** Sección central y **3.** Sección sur.

('broken foreland') relacionados con la Orogenia Andina dentro del segmento central que abarca las Sierras Pampeanas, el Sistema de Famatina, la Precordillera y la Cordillera Frontal (Ramos *et al.*, 2002) (Fig. 1). El área estudiada comprende la parte más septentrional de este segmento, caracterizado por presentar subducción subhorizontal, donde el magmatismo cesó o al menos declinó fuertemente a partir del Mioceno Tardío, mientras que al norte limita con la Puna, caracterizada por un alto ángulo de subducción y volcanismo activo. En el área de estudio, se reconocen estructuras transpresivas vinculadas con el accionar conjugado de los lineamientos de Desaguadero-Valle Fértil y Tucumán (Rossello *et al.*, 1996) que jugaron un papel crítico en la evolución de la cuenca de Vinchina (Ciccioli *et al.*, 2011). El efecto de estos fallamientos, asociado con la tectónica compresional andina, favoreció el ascenso de bloques de basamento durante la evolución de la cuenca, dentro de un estilo deformacional de corrimientos de piel gruesa ('thick-skinned') como el descrito por Kley *et al.* (1999) a lo largo de la Cordillera de los Andes (Ciccioli *et al.*, 2011).

La estratigrafía de la cuenca ha sido estudiada por investigadores previos, quienes consideraron su relleno totalmente incluido en el Neógeno (Turner, 1964; Ramos, 1970; Limarino *et al.*, 2001; Tripaldi *et al.*, 2001; entre otros). Recientemente, Ciccioli (2008) y Ciccioli *et al.* (2010) han establecido modificaciones en la estratigrafía de la cuenca de Vinchina reconociendo un mayor intervalo de tiempo para la misma e incluyendo las siguientes formaciones: Puesto La Flecha (Paleoceno-Eoceno?), Vallecito (Eoceno-Oligoceno), Vinchina (Oligoceno?-Mioceno Inferior), Toro Negro (Mioceno-Plioceno Inferior) y El Corral (Plioceno) (Fig. 1).

La Formación Toro Negro, objeto de estudio de este trabajo, se apoya mediante una discordancia erosiva sobre la Formación Vinchina (Ciccioli, 2008; Ciccioli *et al.*, 2010; Limarino *et al.*, 2011). Esta unidad se encuentra formada principalmente por areniscas y pelitas rojas depositadas en distintos sistemas fluviales (anastomosados, entrelazados y meandrosos) efímeros o de climas semiáridos, lagos someros y sistemas de interacción eólica-fluvial (Tripaldi *et al.*, 2001). La superficie de erosión que separa a ambas unidades presenta mayor desarrollo en el sector norte de la cuenca, disminuyendo su expresión hacia el sur (quebrada del Yeso) donde se ha observado un contacto normal (Ciccioli, 2008; Ciccioli *et al.*, 2010; Limarino *et al.*, 2011). A su vez, la Formación Toro Negro es cubierta en forma discordante por depósitos gruesos pliocenos de la Formación El Corral (Ciccioli *et al.*, 2010).

La edad miocena de la Formación Toro Negro ha sido obtenida mediante dos dataciones K^{40}-Ar^{40} roca total (8,6 Ma±0,3 y 6,8±0,2 Ma) sobre niveles de tobas vítreas ubicadas en el contacto entre los miembros inferior y superior (Ciccioli *et al.*, 2005). Sin embargo, no se descarta que la parte cuspidal de la unidad alcance el Plioceno temprano.

3. Metodología

Para el estudio de los paleoambientes sedimentarios de la Formación Toro Negro fueron relevadas tres secciones a lo largo de la Sierra de Los Colorados: **1.** Sección norte; **2.** Sección central y **3.** Sección sur (Fig. 2). En este trabajo se presentan dos perfiles integrados de detalle levantados a lo largo de las principales quebradas: el perfil Los Pozuelos-Aguada (sección norte) donde se representa la parte basal de la formación y el perfil de La Troya (sección central) en el cual se pudo relevar un perfil de toda la unidad (Fig. 2). En la sección sur (quebrada del Yeso) se ha realizado un relevamiento detallado, posibilitando correlacionar las importantes variaciones laterales de las asociaciones de facies reconocidas en las otras secciones (Fig. 2). Dichos perfiles permitieron reconocer un total de 11 asociaciones de facies, en su gran mayoría de origen fluvial con algunas intercalaciones de interacción eólica-fluvial y, en menor medida, lacustre y de ambientes pedemontanos de clima semiárido. En cada caso, se identificaron las distintas litofacies presentes siguiendo un código similar al propuesto por Miall (1996), aunque con algunas modificaciones y sin asignar a las litofacies un significado genético.

Con el objeto de mejorar la descripción e interpretación de los depósitos fluviales, se procedió a la identificación de los principales elementos arquitecturales. Para ello se siguió, en líneas generales, la metodología propuesta por Allen (1983), Miall (1996) y Sánchez Moya *et al.* (1996) con ciertas modificaciones. Se reconocieron dos grupos de elementos: los de canal y los de planicie de inundación (Tabla 1). Dentro de los primeros se identificaron los canales simples (CHs) y multiepisódicos (CHm) con sus variantes en función de las distintas litologías dominantes como rasgos particulares (*e.g.*, fuerte-

TABLA 1. ELEMENTOS ARQUITECTURALES RECONOCIDOS EN LA FORMACIÓN TORO NEGRO.

	Símbolo	Elemento
CANALES	**CHm**	Fajas de Canales multiepisódicos
	CHs	Canales monoepisódicos
	GB	Formas de lecho y barras gravosas
	SG	Flujo sedimentario gravitatorio
	SB	Forma de lecho arenosa
	DA	Macroforma de acreción corriente abajo
	LA	Macroforma de acreción lateral
	LS	Manto de arena laminado
PLANICIE DE INUNDACIÓN	**LV**	Albardón (Desbordes por crecidas)
	CR	Canal de desbordamiento
	CS	Lóbulo de desbordamiento
	FF	Finos de planicie de inundación
	SO	Planicies arenosas

mente incisos). Otros elementos reconocidos dentro de los canales son el elemento GB para las formas de lecho y barras gravosas, SG para los depósitos de flujos gravitacionales, DA para las barras arenosas con migración pendiente abajo, LA para los depósitos de acreción lateral, SB para las formas de lecho arenosas. Mientras que LS (mantos de arenas laminados) se ha reconocido, en ocasiones, dentro de los canales someros. Por su parte, dentro de las facies de planicie de inundación, se han reconocido el elemento FF correspondiente a los finos de cuenca de inundación, SO para los depósitos arenosos de planicie, CS y CR para los facies arenosas correspondientes a lóbulos y canales de desbordamiento respectivamente, y finalmente, el elemento LV para los depósitos de albardón.

Paralelamente, para la identificación e interpretación de los diferentes elementos arquitecturales, resultó crítico establecer una jerarquía de superficies limitantes. En este sentido, la figura 3 muestra la terminología adoptada que básicamente respeta el ordenamiento sugerido por Miall (1996) con variaciones en la definición de las superficies de orden 4° según Tripaldi *et al.* (2001) y en las de 5º orden según DeCelles *et al.* (1991). Así, las superficies de 1° y 2° orden limitan 'sets' y 'cosets', respectivamente, de laminación o estratificación entrecruzada. Las superficies de 3° orden indican reactivación de las corrientes fluviales, que producen modificaciones en el régimen de flujo, pero no en el estilo de las macroformas. Respecto a las superficies de 4° orden, en este trabajo, se ha preferido seguir la división tripartita realizada por Tripaldi *et al.* (2001) debido a que su geometría y significado arquitectural es distinto. De esta manera, se incluyen en este grupo tres tipos de discontinuidades: las 4a, que describen el límite superior de macroformas con morfología preservada, resultando generalmente planas o convexas hacia arriba; las 4b, cóncavas hacia arriba o irregulares, que marcan las superficies basales de canales individuales incluidos en complejos de canales, y las 4c, irregulares o planas, como aquellas que limitan depósitos de canales menores o lóbulos de desbordamiento dentro de la planicie de inundación. Finalmente, se identificaron como superficies de 5° orden a las que limitan complejos de canales o grandes canales multiepisódicos. Aquí se ha adoptado la división realizada por DeCelles *et al.* (1991) en superficies de orden 5e para aquellas que presentan características fuertemente erosivas a erosivas y, por lo tanto, son irregulares y 5a para las superficies planas o de bajo relieve. Por su parte, las superficies de 6° orden alcanzan extensión regional y se presentan como superficies planas o erosivas, limitando valles incididos. Finalmente, se reconocen las superficies de 7º orden, de mayor jerarquía, que pueden ser planas o erosivas marcando la base de paleovalles. Las mismas son límites de secuencia o discordancias regionales.

Un rasgo característico de los ambientes depositacionales reconocidos en la Formación Toro Negro es el predominio de sistemas fluviales multicanalizados del tipo anastomosado (en el sentido de Makaske (2001) '…compuesto de 2 o más canales interconectados que encierran cuencas de inundación'), generalmente, de clima semiárido como lo atestiguan la presencia de grandes grietas de desecación e intercalación de depósitos eólicos. Es por ello que fue necesario realizar un estudio detallado de sus rasgos arquitecturales conjuntamente con los texturales para poder obtener una mejor caracterización de los mismos. De esta manera, estos sistemas fluviales multicanalizados del tipo anastomosado han sido clasificados sobre la base del análisis conjunto de los depósitos de canal y de la planicie de inundación (Fig. 4), siguiendo el criterio propuesto por Limarino *et al.* (2008) con algunas modificaciones. Así, en lo que respecta a los canales se ha tomado como criterio primario la litología o textura dominante del complejo de canal

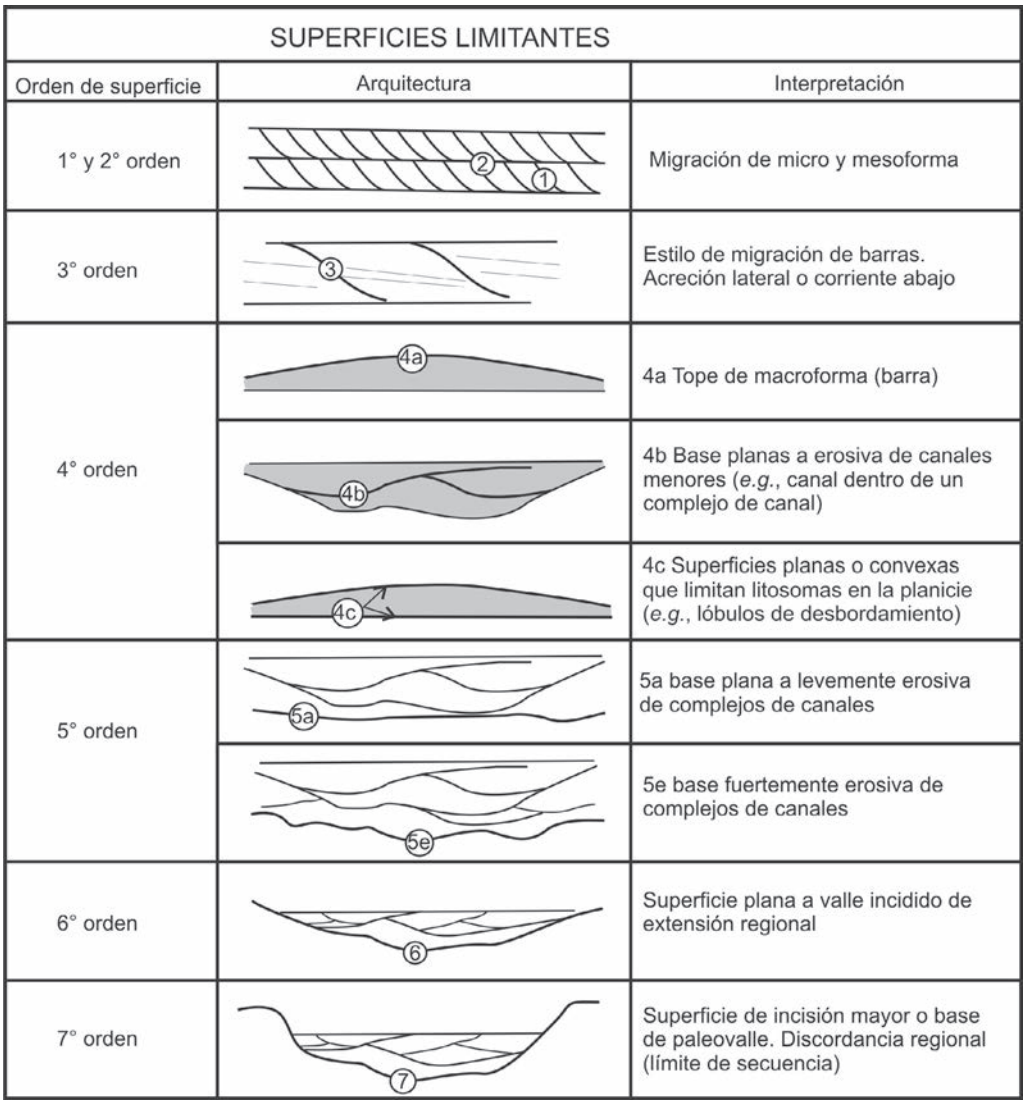

FIG. 3. Superficies limitantes reconocidas en la Formación Toro Negro (modificadas de DeCelles *et al*., 1991; Miall, 1996 y Tripaldi *et al*., 2001).

y la relación ancho/profundidad (A/P) de las fajas de canal. Considerando la litología predominante del complejo de canal, se distinguieron los arenosos (>75% areniscas), los gravosos (>75% conglomerados) y los areno-gravosos cuando los porcentajes son similares. Respecto a la relación ancho/profundidad, se reconocieron las fajas lenticulares (A/P<15) y las lentiformes a tabulares (A/P>15). En cuanto a las planicies de inundación, se las ha clasificado según el mecanismo de construcción predominante: **1.** apilamiento de lóbulos de desbordamiento; **2.** agradación de finos de cuenca de inundación por crecidas mantiformes y **3.** agradación de finos de cuenca de inundación con discretos niveles de lóbulos de desbordamiento. De esta manera, la combinación de las dos geometrías de las fajas de canal con sus variantes texturales y de las tres clases de planicie de inundación, permite caracterizar hasta 18 tipos diferentes de arreglos arquitecturales en los sistemas multicanalizados del tipo anastomosado. Además, en forma adicional, se han considerado rasgos particulares de las unidades de canal como por ejemplo los canales incisos.

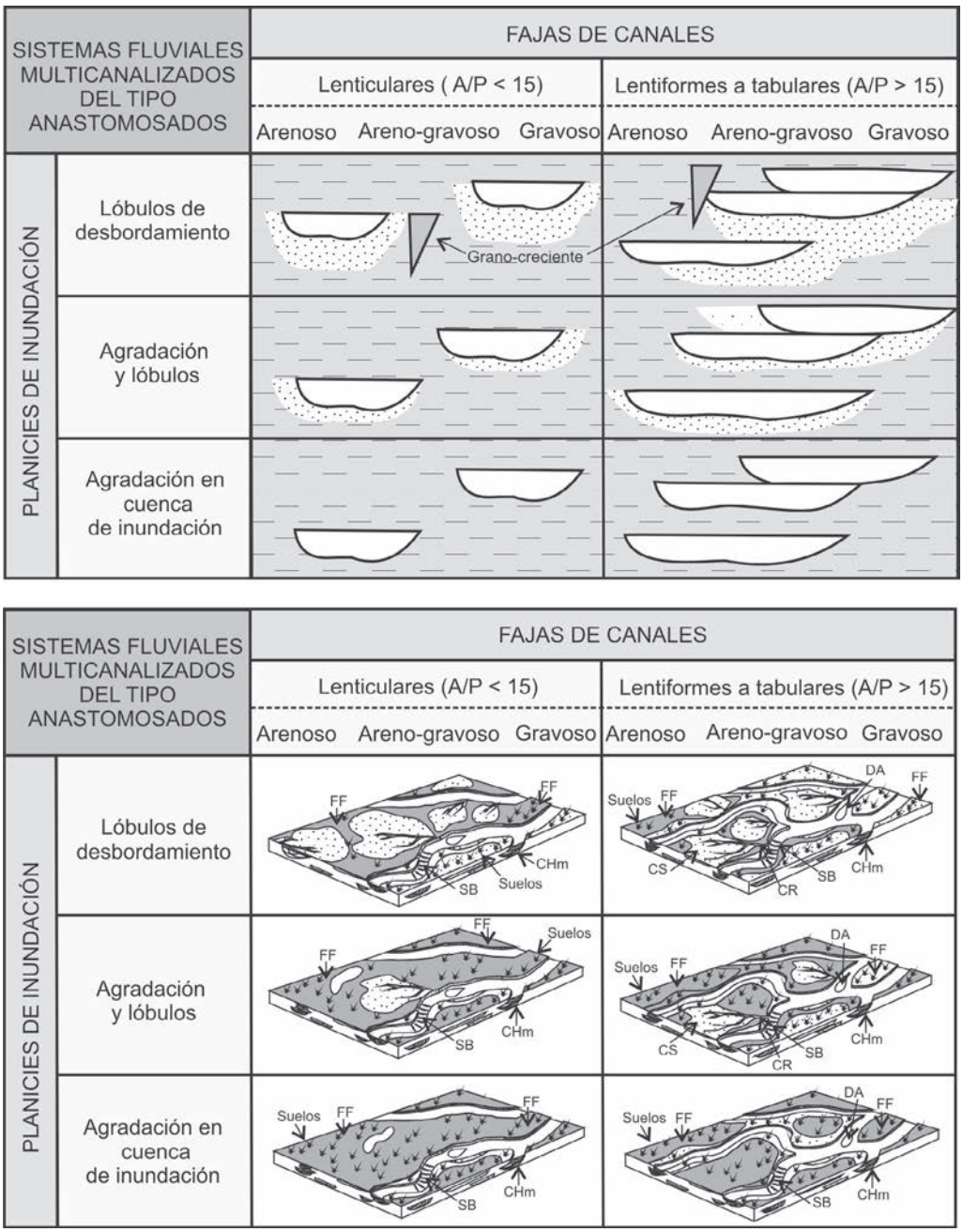

FIG. 4. Clasificación utilizada para los sistemas fluviales multicanalizados (modificado de Limarino *et al.*, 2008).

4. Asociaciones de facies de la Formación Toro Negro

Un total de once asociaciones de facies (AF) fueron reconocidas en la Formación Toro Negro (Tabla 2). Las AFI a VIII corresponden al miembro inferior mientras que las AFIX a XI pertenecen al miembro superior. A su vez, en el miembro inferior existen importantes variaciones en las asociaciones de facies y por ende en los paleoambientes

TABLA 2. ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO.

Asociación de facies	Subambientes reconocidos	Elementos Arquitecturales	Interpretación
AFI	Fajas de canales	CHm (GB)	Río entrelazado dominado por barras gravo-arenosas con planicie arenosa.
	Planicie de inundación	SO	
AFII	Fajas de canales	CHm (DA)	Sistema fluvial multicanalizado con canales arenosos fuertemente incisos en la planicie de inundación dominada por depósitos finos de cuenca de inundación e intercalaciones eólicas.
	Planicie de inundación	FF>>(CS)	
	Interacción eólica-fluvial		
AFIII	Fajas de canales	CHm (LA)	Sistema fluvial anastomosado con fajas de canales gravosas y planicies arenosas dominadas por depósitos de desbordamientos e intercalaciones eólicas.
	Planicie de inundación	(CS, CR)>FF; LV	
	Interacción eólica-fluvial		
AFIV	Fajas de canales	CHm (GB)	Sistema fluvial anastomosado con canales gravosos encapsulados dentro de depósitos finos de planicie.
	Planicie de inundación	FF>> (CS, CR)	
AFV	Fajas de canales	CHm (DA, LS)	Sistema fluvial anastomosado efímero, con canales incisos arenosos asociados a planicies arenosas, dominadas por depósitos de desbordamientos.
	Planicie de inundación	(CS,CR)> FF	
AFVI	Fajas de canales	CHs (GB,DA)	Sistema entrelazado con canales gravo-arenosos de baja sinuosidad y espesas planicies areno-pelíticas con intercalaciones eólicas y de niveles tobáceos.
	Área de intercanal	SO>FF(CS)	
	Eólico		
AFVII	Canales	GB, LS	Planicie aluvial a abanico fluvial medio a distal con una red de canales someros y de baja sinuosidad separados por áreas de intercanal relativamente amplias.
	Área de intercanal	FF, CS	
AFVIII	Planicie arenosa Planicie fangosa Planicie fangosa-salina	LS, SB	Sistema lacustre somero (‘playa lake’) con sedimentación clástica a mixta.
AFIX	Fajas de canales	CHm (GB>>SG)	Río entrelazado profundo con canales gravo-arenosos y áreas de intercanal areno-fangosas.
	Planicie de inundación	SO> FF	
AFX	Canales	CHs (CHm)	Planicie aluvial areno-limosa (tobácea) agradante sobre la que prograda cursos fluviales gravosos del tipo distributario de baja sinuosidad y poco canalizados.
	Áreas de intercanal	SO>FF (CS)	
AFXI	Canales	CHm (GB)	Piedemonte o bajada dominada por flujos canalizados.
	Áreas de intercanal	SO>> FF	

sedimentarios, reconociéndose las AFI, III y IV en la sección norte (quebrada de Los Pozuelos-Aguada, Fig. 5), las AFII, V, VI, VII y VIII en la sección central (quebrada de La Troya, Fig. 6), mientras que la sección sur (quebrada del Yeso) se encuentra dominada por la AFVIII. Por su parte, el miembro superior presenta una mayor homogeneidad en sus depósitos a lo largo de toda la Sierra de Los Colorados. A continuación se describen las principales características de cada una de las asociaciones de facies reconocidas.

4.1. Miembro inferior

4.1.1. Asociación de facies I

Descripción. La AFI, de 370 m de espesor, constituye la base de la Formación Toro Negro en el sector norte (quebrada Los Pozuelos-Aguada), donde la misma tapiza la gran superficie de incisión basal de expresión cartográfica (Fig. 5B). Esta unidad se encuentra compuesta por conglomerados, areniscas y megabrechas intraformacionales. La base de la misma se inicia con un intervalo, de hasta 20 m, de

brechas intraformacionales caóticas a macizas que consisten en bloques, de hasta 4 m de diámetro, de pelitas con delgadas intercalaciones de areniscas, inmersos en una matriz arenosa. El resto de la unidad está integrada por complejos de canales gravo-arenosos (CHm), entre 6 y 7 m de espesor, de geometría tabular limitados por superficies de orden 5a planas o de bajo relieve. Este elemento está internamente formado por cuerpos lenticulares, de hasta 2 m de espesor, con superficies basales erosivas (orden 4b; Fig. 7A) compuestos por conglomerados medianos a gruesos, clastosoportados (60%) y matriz soportados (40%, matriz arenosa gruesa a gravosa fina). Los clastos (hasta 20 cm de diámetro) son bien redondeados, de formas esféricas a proladas. Se trata de conglomerados polimícticos compuestos por clastos de granito, metamorfitas de bajo y alto grado, volcanitas, y areniscas.

Dentro de las unidades de canal domina el elemento GB donde se han reconocido dos tipos de arreglos principales de litofacies. La más frecuente comprende paquetes de conglomerados clastosoportados macizos o con imbricación de clastos, que cubren una superficie erosiva de moderado relieve 4b o una de reactivación de 3° orden, mostrando en la parte superior de estos litosomas, estratificación horizontal o levemente inclinada. Un segundo arreglo incluye los conglomerados macizos o imbricados arriba descritos, pero ahora cubiertos por conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar. Esporádicamente se reconocen superficies 4a, ligeramente convexas hacia arriba, asociadas a las litofacies mencionadas anteriormente.

En forma subordinada, se encuentran cuerpos tabulares a lentiformes (elemento SO), que alcanzan hasta 1,50 m de espesor, formados por areniscas medianas macizas o con laminación horizontal y de bajo ángulo. Presentan niveles centimétricos de gravas dispersas que se disponen dentro de las areniscas macizas sin mediar superficies de erosión significativas. Esporádicamente, estos depósitos son cortados por bancos lenticulares (1 m de ancho por 0,50 m de espesor, CHs) compuestos por conglomerados polimícticos clastosoportados macizos. Estos canales, a diferencia de los descritos anteriormente, no se sueldan unos a otros lateralmente sino que se encuentran encapsulados dentro de los niveles tabulares de areniscas.

Interpretación. El intervalo basal de esta unidad, compuesto por megabrechas intraformacionales, es interpretado como depósitos residuales que incluyen megaclastos erosionados de las planicies adyacentes que fueron acumulados a lo largo de los canales con mínimo retrabajo. El resto de la asociación de facies es interpretada como una planicie fluvial entrelazada gravo-arenosa con canales de baja sinuosidad (Miall, 1996). Entre las características tenidas en cuenta para esta interpretación, se pueden mencionar, la existencia de fajas de canales multiepisódicos (CHm), la geometría lenticular de las unidades de canal, la naturaleza gravo-arenosa de los depósitos y la existencia de barras de canal (GB) que no exhiben evidencias de migración lateral. A su vez, la geometría lenticular de las unidades de canal y el carácter lentiforme de fajas de canal evidencian nula o muy baja migración lateral tanto de los canales como de la faja en su conjunto (Gibling, 2006). De esta manera, el apilamiento de los canales limitados por las superficies de orden 4b indicaría el abandono de los mismos por avulsión reiterada, mientras que las superficies de orden 5a planas o de bajo relieve que limitan los complejos de canales estarían indicando períodos de estabilización de la planicie fluvial.

Entre las barras gravosas se han reconocido barras longitudinales con preservación de núcleos de barras y niveles generados por apilamiento de depósitos de carpetas tractivas (Hein y Walker, 1977), y barras transversales, donde los términos superiores entrecruzados denotan la existencia de caras de sotavento de mayor desarrollo vertical (Hein y Walker, 1977; Ashmore, 1991). De acuerdo a su litología y morfología, las capas frontales corresponderían a la alternancia episódica de avalancha y caída de grano antes que a la migración de mesoformas.

El elemento SO es interpretado como una planicie de inundación arenosa no cohesiva de energía media (Nanson y Croke, 1992) resultado de la movilización de formas tractivas arenosas durante los períodos de creciente cuando las áreas de canal son sobrepasadas (Reinfelds y Nanson, 1993). Se reconocen varios ciclos de inundación integrados por delgados bancos que se inician con gravas dispersas y continúan con areniscas laminadas a macizas. El elemento CHs que corta los depósitos de planicies corresponde a canales secundarios activos durante los períodos de mayor crecida. La superficie que separa a los sedimentos gruesos de canal debajo, de los depósitos de planicies de inundación arenosa por encima, resulta una discontinuidad comparable a una superficie de 5º orden, ya que materializa un

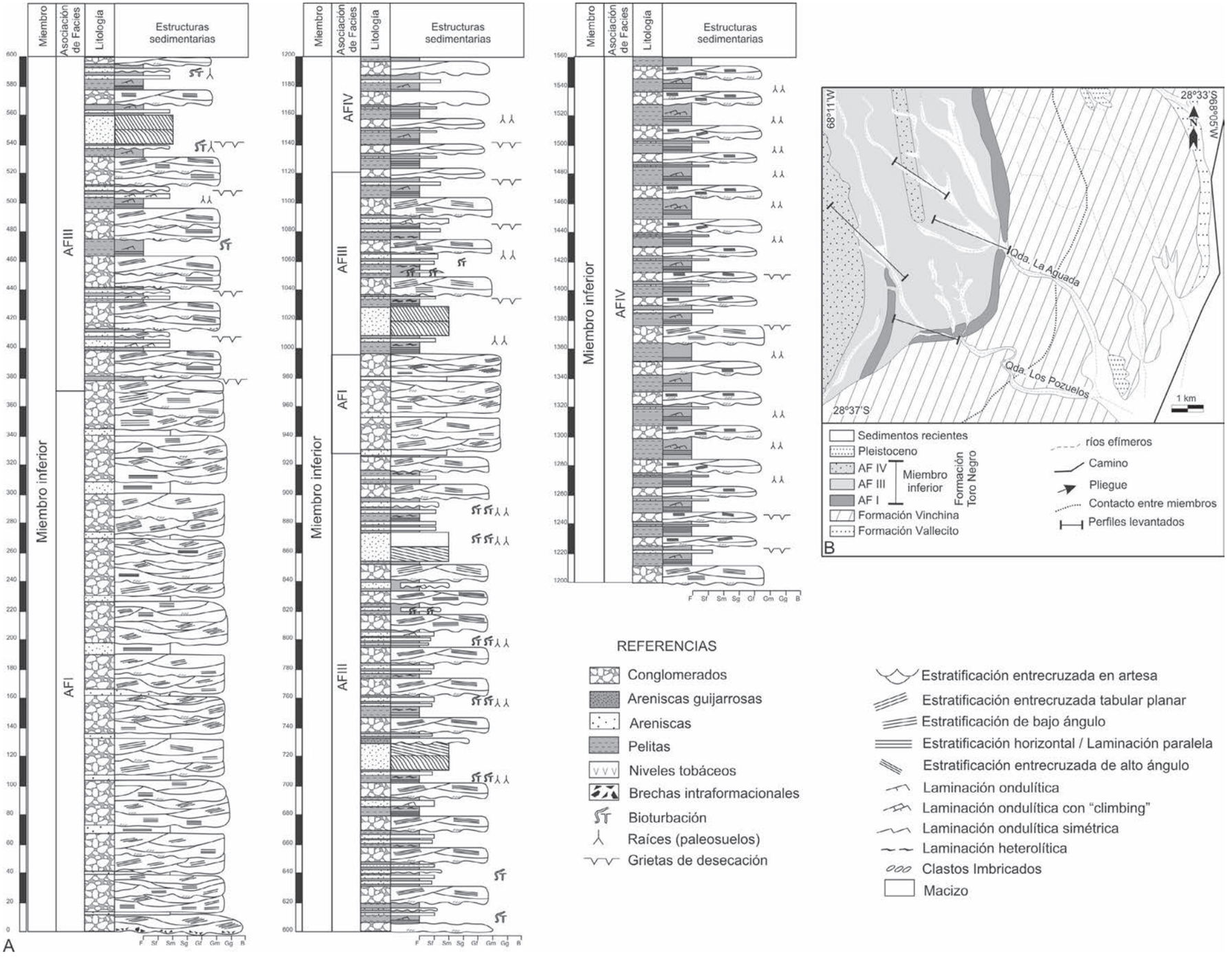

FIG. 5. **A.** Perfil sedimentológico de la parte basal de la Formación Toro Negro en la quebrada de Los Pozuelos-Aguada (Sección norte) en la Sierra de Los Colorados. **B.** Mapa de asociación de facies de este sector. Nótese el contacto basal erosivo de la Formación Toro Negro.

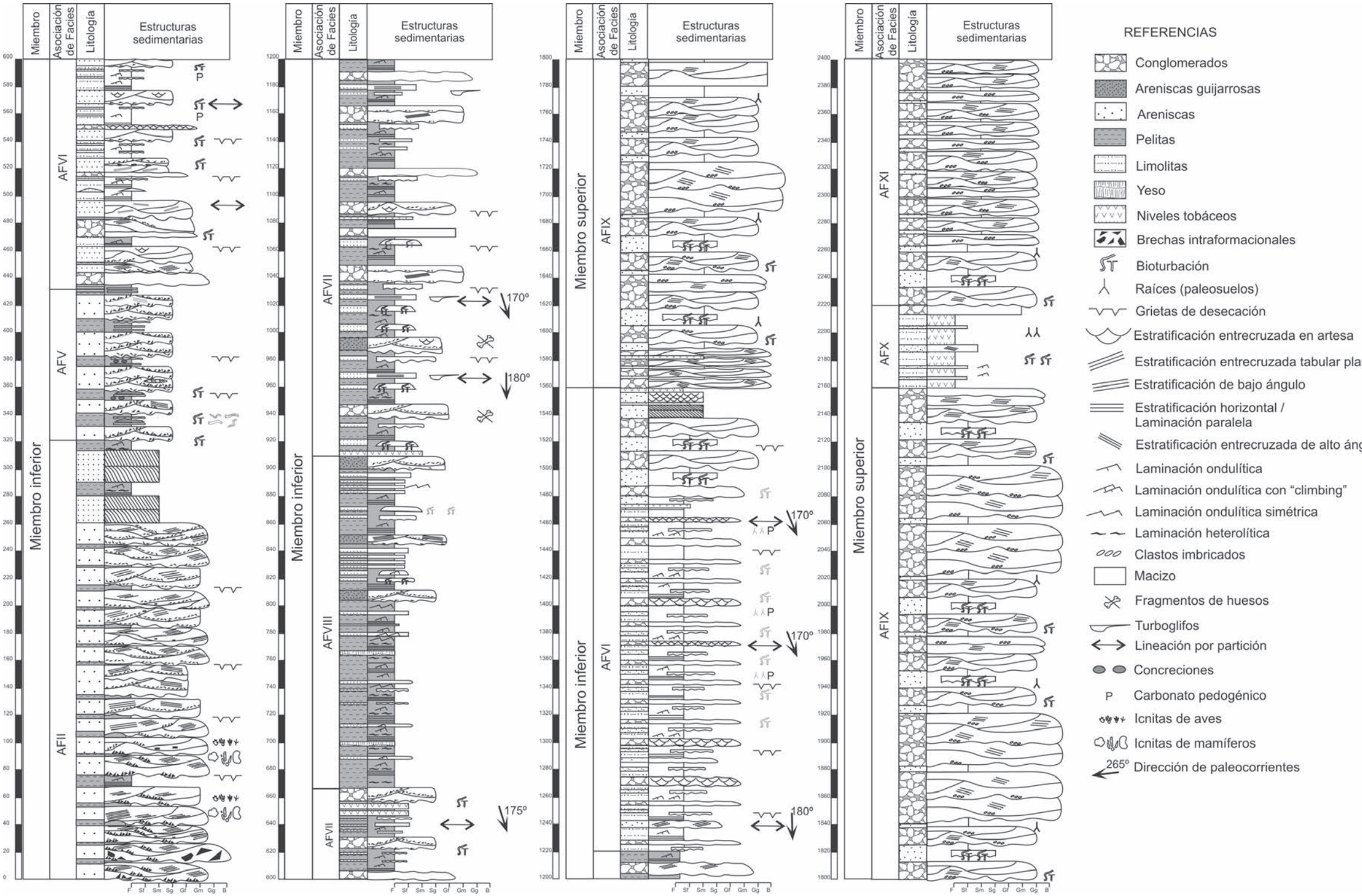

FIG. 6. Perfil sedimentológico de la Formación Toro Negro en la quebrada La Troya (Sección central) en la Sierra de Los Colorados.

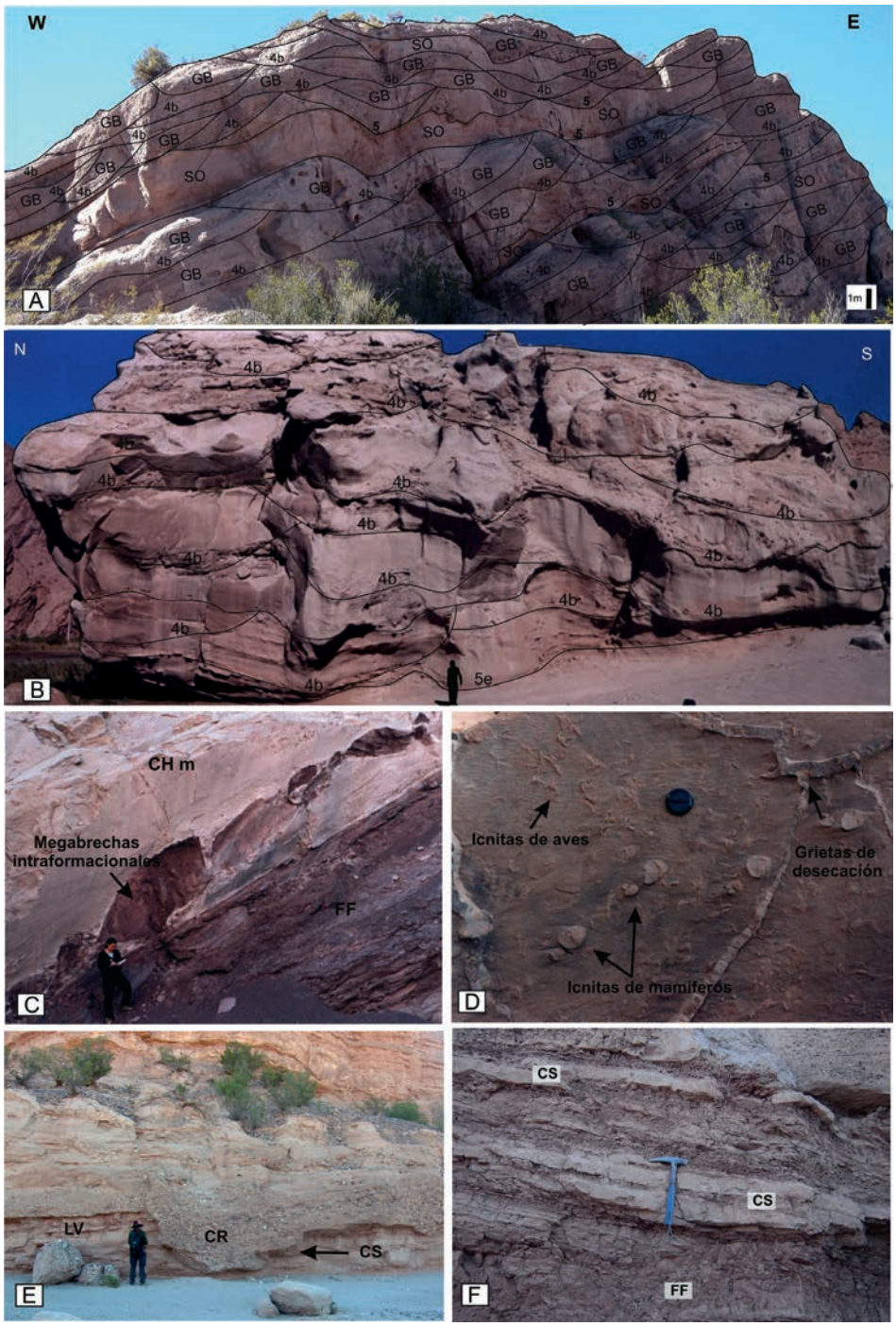

FIG. 7. **A**. Panel de la AFI en la quebrada de Los Pozuelos donde se reconocen el predominio de los depósitos de canal (GB); **B**. Complejos de canales fuertemente incisos de la AFII (quebrada de La Troya) con superficies internas fuertemente erosivas separando los canales individuales; **C.** Planicie de inundación de la AFII dominadas por el elemento FF y megabrechas intraformacionales con fragmentos de los depósitos pelíticos por debajo de la faja de canal; **D.** Icnitas de aves y mamíferos asociadas a grietas de desecación de la AFII; **E.** Canal simple fuertemente inciso sobre depósitos de planicie de la AFIII; **F**. Planicie de inundación de la AFIV. Nótese la presencia de pelitas macizas y moteadas (paleosuelos) como los delgados bancos arenosos (CS).

evento de avulsión principal de un sector de la faja aluvial. La preservación del elemento SO, aunque subordinada a los depósitos de canal, señala tasas moderadas de subsidencia y agradación como son documentados en otras cuencas de antepaís (Miall, 1996; Bristow *et al.*, 1999). En este sentido, según Bentham *et al.* (1993), la agradación es el factor más importante para el desarrollo y preservación de depósitos de planicie de inundación en sistemas entrelazados.

4.1.2. Asociación de facies II

Descripción. Esta unidad, de 300 m de espesor máximo, constituye la base de la Formación Toro Negro en el perfil de la quebrada de La Troya donde es cubierta transicionalmente por la AFV (Fig. 6). Está formada por areniscas medianas a gruesas de color pardo rojizo, brechas intraformacionales y, en menor medida, pelitas, siendo los conglomerados extraformacionales y las areniscas guijarrosas raras. Es integrada por depósitos de canal (75%) y, en menor medida, de planicie de inundación (25%). Los primeros se presentan en bancos de geometría lentiforme (hasta 20 m de espesor) con superficies basales fuertemente erosivas (5e, Fig. 7B), que generan relieves relativos de hasta 2 m. Estas superficies son evidenciadas por niveles de megabrechas intraformacionales con intraclastos de pelitas rojas, excepcionalmente de hasta tamaño bloque (5 m de diámetro, Fig. 7C) y, en algunos sectores, asociadas a estructuras de barrancas. Estos depósitos corresponden a fajas de canales multiepisódicos (CHm) amalgamados fuertemente incisos que internamente se encuentran formados por unidades de canal lenticulares amalgamadas, de hasta 1 m de espesor, de areniscas medianas. La base de las mismas está marcada por superficies erosivas (4b) representadas por delgados niveles de brechas intraformacionales macizos (Fig. 7B). Estos niveles son cubiertos por areniscas guijarrosas finas macizas o con difusa estratificación tabular planar, seguidos por areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar, en artesa o de bajo ángulo formando el elemento arquitectural DA. Frecuentemente, se encuentran areniscas macizas o con laminación horizontal con lineación por partición o con antidunas.

Dentro de los depósitos finos, que presentan espesores variables (desde centimétrico hasta 5 m), el elemento FF es el dominante (>80%) y está compuesto por pelitas y areniscas muy finas de color rojo, con laminación paralela, maciza y, en algunos casos, laminación ondulítica. Se reconocen láminas interestratificadas de yeso y niveles de pelitas con textura moteada y estructura nodular. Se observan estructuras de deformación (laminación convoluta). Cuando los sedimentos finos presentan escasa potencia, son cubiertos por depósitos de canal que presentan niveles de brechas intraformacionales con clastos pelíticos excepcionalmente grandes (hasta tamaño bloque). Los depósitos de desbordamiento (CS>>CR) son escasos (<20%), y consisten en areniscas medianas a finas de color rojizo, con laminación ondulítica a maciza, aunque en algunos casos, aparecen areniscas medianas a gruesas con estratificación de bajo ángulo.

Abundan las grietas de desecación entre las particiones pelíticas o marcando los límites de los canales menores, en algunos casos, asociadas a abundantes icnitas de vertebrados (aves y mamíferos, Fig. 7D) como las descritas por Krapovickas *et al.* (2007, 2009).

Lateralmente, dentro de los depósitos de planicie, se reconocen bancos tabulares, de hasta 12 m de espesor, de areniscas finas y medianas, muy bien seleccionadas, con alta porosidad y estratificación entrecruzada tabular planar de alto ángulo (‘sets’ de 50 cm de espesor). Las capas frontales son asintóticas y muestran bolsillos de arena en su base.

Interpretación. Esta unidad se interpreta como depositada por sistemas fluviales multicanalizados con canales arenosos fuertemente incisos en la planicie de inundación dominada por depósitos finos de cuenca de inundación (FF). Es probable que este sistema pueda ser comparado con los anastomosados de agradación lenta descritos por Makaske (2001) y de clima semiárido dado la intercalación de depósitos eólicos, yeso y grietas de desecación (Rust y Legun, 1983; Gibling *et al.*, 1998; Makaske, 2001; Tripaldi *et al.*, 2001). Por un lado, el complejo de canal (CHm) limitado en su base por superficies fuertemente incisas (5e) indicaría un sistema de lenta agradación con predominio de erosión, probablemente relacionado con caídas del nivel de base produciendo que el mismo erosione sus propios depósitos, como lo indican los grandes clastos de las brechas intraformacionales basales, para poder alcanzar el equilibrio. Por otro lado, los canales simples amalgamados, que forman las fajas de canales multiepisódicos, se encuentran limitados por superficies también erosivas (4b), probablemente, resultado de las fuertes crecidas típicas

de los sistemas efímeros, seguidas de períodos de estiaje o sequía. Estos canales se caracterizan por la migración de barras transversales arenosas (DA). Durante las crecidas repentinas que se caracterizan por condiciones de alto régimen de flujo se depositarían las areniscas con lecho plano y migración de antidunas (Foley, 1978; Reid y Frostick, 1987) como las areniscas macizas. Estas últimas podrían estar reflejando también una rápida depositación a partir de un flujo con alta concentración de sedimento típico de corrientes efímeras. La sedimentación repentina que forman las espesas fajas de canales arenosos sobre los sedimentos finos embebidos en agua de las planicies de inundación, generarían las estructuras convolutas.

Todo lo mencionado anteriormente permite interpretar que este sistema fluvial sufrió avulsiones por incisión y, en ocasiones, por anexión (Slingerland y Smith, 2004) del tipo 'abruptamente estratigráficas' en el sentido de Jones y Hayek (2007), dado que las facies de canal (CHm) se apoyan directamente sobre las facies finas de planicie (FF).

Las pelitas rojas con interestratificación de yeso y grietas de desecación asociadas con abundantes icnitas de vertebrados y el desarrollo de paleosuelos inmaduros (pelitas moteadas), evidencian condiciones climáticas semiáridas o períodos de exposición subaérea (Fig. 7D). Estos niveles podrían estar indicando horizontes de condensación o superficies de omisión, generadas durante los períodos de perfil de equilibro bajo del sistema fluvial durante los cuales las terrazas son formadas, quedando las antiguas planicies o barras arenosas expuestas y permitiendo, de esta manera, la preservación de gran cantidad de icnitas (Krapovickas *et al*., 2009).

Los bancos tabulares de areniscas son aquí interpretados como depósitos de pequeñas dunas eólicas (¿protodunas?), dominadas por procesos de flujos de grano ('grainflow') evidenciado por la presencia de bolsillos de arena (Hunter, 1977). Avalan esta interpretación la buena selección de las areniscas, la falta de matriz (generando alta porosidad) y la existencia de 'sets' entrecruzados de escala grande (Ahlbrandt, 1979; Goudie y Watson, 1981; Wilson, 1972). Estas dunas se habrían desarrollado en las áreas de intercanal o en las zonas aledañas a los canales.

4.1.3. Asociación de facies III

Descripción. Esta unidad, de 682 m, aflora en el sector norte (quebrada Los Pozuelos-Aguada) con contactos transicionales, cubriendo a la AFI y siendo cubierta por la AFIV (Fig. 5). Se encuentra formada por conglomerados, areniscas guijarrosas, areniscas y pelitas, siendo las brechas intraformacionales muy raras.

Los depósitos de canal constituyen el elemento arquitectural CHm. Se trata de canales multiepisódicos conglomerádicos incisos, en bancos con geometrías lentiformes a tabulares, de 2 a 3 m de espesor, con superficies basales (orden 4b) de relieve moderado. En ocasiones, se reconocen internamente superficies de 3º orden delimitando bancos de conglomerados y areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar que integran el elemento LA. Se encuentran formados por ortoconglomerados clastosoportados polimícticos macizos, gruesos (15 a 20 cm de diámetro) con clastos bien redondeados, con formas esféricas a proladas, de volcanitas, granitos, areniscas rojas y metamorfitas.

Los sedimentos finos que constituyen el elemento FF (<50% de los depósitos de planicie) están compuestos por pelitas rojas con laminación paralela y ondulítica, en ocasiones, mostrando grandes grietas de desecación. Los lóbulos de desbordamiento (CS), de mayor importancia proporcional (>50%), están integrados por areniscas finas a medianas rojas con laminación ondulítica, paralela y heterolítica. Se presentan en bancos de geometría lobulada con superficies basales planas (orden 4c) y techos convexos. Asociados se encuentran niveles de pelitas rojas, de hasta 50 cm de espesor, con estructura maciza o moteada, con presencia de pedotúbulos y grandes grietas de desecación. Se reconocen estructuras deformacionales.

La intercalación de niveles centimétricos de pelitas laminadas y areniscas finas macizas o con laminación ondulítica conforman el elemento LV que frecuentemente aparece subyaciendo a los canales (Fig. 7E).

Se reconocen bancos lenticulares con 'alas' (Gibling, 2006), de hasta 1 m de espesor, y bases erosivas de relieve moderado, fuertemente incisos dentro de los depósitos finos de planicie de inundación (Fig. 7E). Están compuestos por conglomerados finos a areniscas guijarrosas macizas y, en ocasiones, niveles muy delgados de intraclastos pelíticos seguidos por areniscas medianas a finas macizas, con estratificación entrecruzada de pequeña escala o con laminación ondulítica.

También se encuentran bancos tabulares, de hasta 10 m de espesor, compuestos por areniscas finas a

medianas de color pardo, muy bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada de moderado ángulo en 'sets' de 70 cm de espesor. Esporádicamente, exhiben muy difusa estratificación horizontal o estructuras macizas.

Se intercalan delgados niveles de cenizas y flujos volcanoclásticos de color gris.

Interpretación. Esta unidad es interpretada como un sistema fluvial anastomosado con fajas de canales conglomerádicos y planicies construidas principalmente por depósitos arenosos de desbordamiento de clima semiárido (Gibling *et al*., 1998; Limarino *et al*., 2008). Entre las características tenidas en cuenta, se pueden mencionar el carácter multiepisódico de las fajas de canales que presentan geometría lentiforme a tabular, el buen desarrollo de planicies de inundación con abundantes bancos arenosos de desbordamiento frecuentes en estos tipos de sistemas fluviales (Gibling *et al*., 1998).

Las fajas de canales (CHm) se caracterizan por ser multiepisódicas con presencia de algunos canales con moderada migración lateral evidenciada por ocasionales superficies LA como también por la geometría lentiforme a tabular (A/P>15) de los bancos que la integran (Gibling, 2006).

La planicie de inundación está dominada por depósitos arenosos correspondientes a desbordamientos de los canales principales o secundarios durante los períodos de máxima creciente (CS) y, en menor medida, por material fino producto de la decantación en una cuenca de inundación (FF). Es común que los mismos formen ciclos grano-estrato crecientes. Los lóbulos de desbordamiento se encuentran rítmicamente estratificados con las pelitas de la planicie dando lugar a depósitos de albardón (LV, Fig. 7E).

Los canales simples con alas pueden ser interpretados de dos maneras. Por un lado, como canales de menor jerarquía dentro de las fajas de canales y por otro lado, como canales de desbordamiento proximales (CR) dado que su relleno es interpretado como remanente de depósitos de albardón (Nadon, 1994; Gibling, 2006).

Varios rasgos observados evidencian las condiciones climáticas semiáridas. Uno de ellos es el desarrollo de paleosuelos inmaduros (pelitas rojas macizas o moteadas) asociados a grandes grietas de desecación que indicarían períodos de exposición subaérea revelando un claro índice de aridez (Lekach *et al.*, 1998; Mack y James, 1994; Gibling *et al*., 1998). Por otro lado, la intercalación de intervalos eólicos, que se diferencian claramente de las areniscas fluviales por la ausencia de matriz, la existencia de grandes 'sets' de estratificación entrecruzada y su muy buena selección (Ahlbrandt, 1979; Goudie y Watson 1981; Hunter, 1977). Se reconocen dos tipos: aquellos con estratificación entrecruzada en artesa en grandes 'sets' que son interpretados como la migración de protodunas a dunas de crestas sinuosas semejantes a las mencionadas en otros sistemas eólicos intermontanos (Tripaldi *et al.*, 2001; Tripaldi y Limarino, 2005, 2008). Mientras que las areniscas macizas o con difusa estratificación horizontal representarían mesoformas estacionarias como sombras de arena, gozes o zibars (Fryberger *et al.*, 1979; Tripaldi y Limarino, 2008). Estos depósitos se desarrollarían durante los períodos de mayor aridez, cuando las planicies fluviales presentan abundante disponibilidad de sedimento para ser retrabajado por el viento y generar pequeñas intercalaciones eólicas, tanto de dunas como de formas estacionarias. Se interpreta a los mismos como un sistema de interacción eólica-fluvial.

Finalmente, se evidencia actividad volcánica contemporánea o casi contemporánea con la sedimentación dada la intercalación de niveles delgados de material piroclástico.

4.1.4. Asociación de facies IV

Descripción. Esta unidad (414 m de espesor máximo) aflora en el perfil Los Pozuelos-Aguada donde cubre, en forma transicional, a la AFIII (Fig. 5). Está compuesta por areniscas, pelitas y conglomerados en ciclos grano-estrato crecientes de hasta 15 m de espesor.

Las facies gruesas son representadas por bancos lenticulares, de hasta 5 m de espesor, con superficies basales planas (5a), formando el elemento CHm (complejo de canal). Internamente, muestran canales simples, limitados por superficies basales erosivas (4b) de relieve moderado, compuestos por conglomerados gruesos (clastos >25 cm de diámetro) clastosoportados y, en menor medida, matriz soportado (matriz arenosa). Se reconocieron dos arreglos de litofacies: por un lado conglomerados clastosoportados macizos o con imbricación, cubiertos por conglomerados o areniscas guijarrosas con estratificación horizontal o levemente inclinada. Por otro lado, conglomerados matriz soportados con estructura maciza o gradación inversa. Las litofacies más finas dentro del complejo

de canal están integradas por areniscas guijarrosas a medianas macizas o con laminación de bajo ángulo, en bancos de geometría lenticular o en cuña. Los conglomerados son polimícticos con clastos subredondeados, de formas esféricas a proladas, de volcanitas, y en menor medida, de granitos, metamorfitas y areniscas.

Dentro de los depósitos más finos dominan las pelitas rojas con laminación paralela, ondulítica y heterolítica, en bancos tabulares de hasta 9 m de espesor (elemento FF, >70% de la planicie, Fig. 7F). Asociadas se encuentran pelitas macizas o con estructuras moteadas que, en ocasiones, alcanzan espesores considerables (hasta 1,5 m). Se reconocen grietas de desecación y estructuras de bioturbación verticales incluyendo rizolitos. En menor proporción (<30%) aparecen delgadas intercalaciones de areniscas macizas y con laminación ondulítica en bancos de geometría lobulada a lenticular con base plana (4c) y techo convexo (CS, Fig. 7F). El elemento CR es menos frecuente y se presenta en bancos lenticulares (relación A/P<15) con superficies basales erosivas (4c) marcadas por intraclastos pelíticos. Este elemento, compuesto por conglomerados medianos clastosoportados macizos y con estratificación entrecruzada planar, se halla inmerso dentro de las rocas más finas (FF).

Interpretación. Esta unidad es interpretada como un sistema multicanalizado del tipo anastomosado con canales conglomerádicos encapsulados en depósitos finos de la planicie de inundación dominados por el elemento FF, pero con proporciones significativas de CS (Miall, 1996; Makaske *et al.*, 2002; Limarino *et al.*, 2008). Se identificaron complejos de canales multiepisódicos (CHm), correspondientes a las fajas de canales principales, integrados por conglomerados y, en menor medida, por areniscas gruesas a guijarrosas. Dentro de los mismos, se reconocen condiciones de alto régimen de flujos fluidos que dieron lugar a la sedimentación de barras longitudinales gravosas, mostrando tanto núcleos de barra como migración corriente abajo de carpetas tractivas. Al menguar estos flujos tuvo lugar la sedimentación de areniscas como topes de barras o pequeñas áreas de intercanal. Menos frecuentemente, flujos hiperconcentrados no cohesivos habrían depositados a los conglomerados matriz soportados con gradación inversa o macizos.

El elemento CR, inmerso dentro de los sedimentos finos, es interpretado como canal de menor jerarquía. Los mismos indicarían períodos de mayor caudal o crecida, durante los cuales, los canales principales no son capaces de transportar todo el caudal y generan rupturas de los albardones (erosión) y depositación de la carga del flujo principal sobre los sedimentos finos. Estos canales secundarios se diferencian de los complejos de canales por sus dimensiones y ubicación en el perfil.

Los intervalos dominados por pelitas rojas (FF) son interpretados como producto de la decantación en áreas bajas que rodean los canales principales. Los desbordes de los canales dieron lugar a delgadas intercalaciones arenosas (CS) entre los mismos. Las pelitas macizas o con estructuras moteadas asociadas a bioturbación vertical, rizolitos y grietas de desecación, señalarían períodos de no depositación y exposición subaérea con desarrollo de paleosuelos (Retallack, 1988; Miall, 1996). Estos niveles, cuando alcanzan espesores considerables, indicarían el apilamiento de más de un proceso de edafización o sea un mayor período de exposición y/o no depositación.

4.1.5. Asociación de facies V

Descripción. La AFV (120 m) aflora en la quebrada de La Troya por encima de la AFII mediante un contacto transicional (Fig. 6). Está constituida por areniscas medianas pardas y verdosas y, en menor proporción, por pelitas rojas, con escasa participación de areniscas guijarrosas, conglomerados finos y brechas intraformacionales.

Presenta ciclos grano-estrato crecientes formados por los elementos de planicie (FF, CS y CR) que culminan con fajas de canales multiepisódicos arenosos (CHm; Fig. 8A). Estos últimos, en ocasiones, son bi- o triepisódicos y forman cuerpos lentiformes a tabulares, de hasta 10 m de espesor, integrados por areniscas verdes o pardas (Fig. 8A). Dentro de las fajas de canales, se reconocen unidades lenticulares, de hasta 3 m de espesor máximo, que se inician con un delgado nivel de areniscas guijarrosas macizas y escasas brechas intraformacionales materializando superficies levemente erosivas (4b). Por encima, se encuentran areniscas medianas con estratificación entrecruzada tabular planar, de bajo ángulo y macizas. Muy esporádicamente, aparecen delgadas lentes de areniscas guijarrosas a conglomerados finos con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa. Se trata de conglomerados polimícticos, moderadamente seleccionados, con clastos esféricos a prolados, de metamorfitas de alto grado, volcanitas y granitos y, en menor proporción, de sedimentitas rojas.

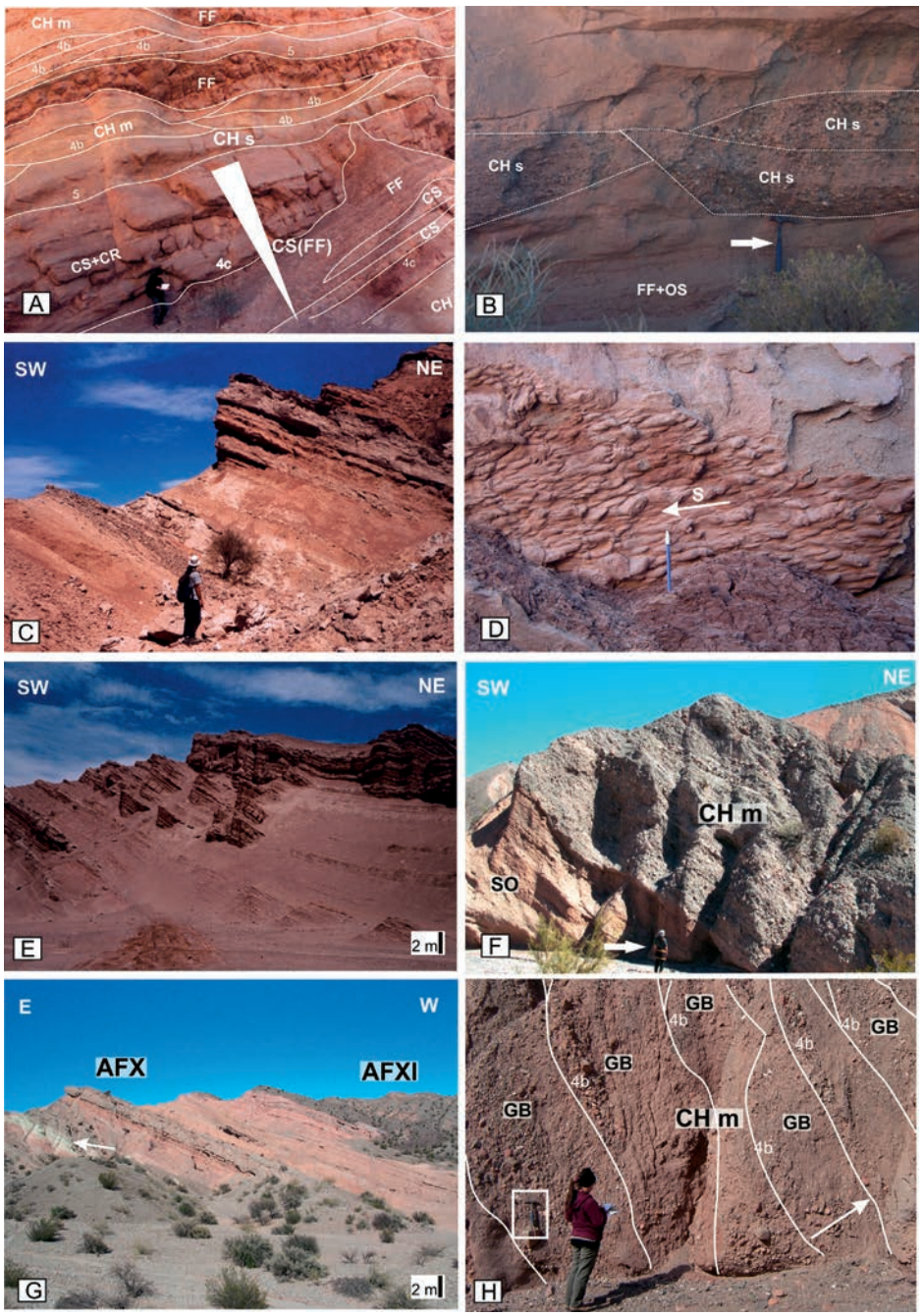

FIG. 8. **A.** Ciclos grano-crecientes de la AFV (quebrada de La Troya) con abundantes depósitos de planicie (FF, CS); **B.** Canales simples lenticulares soldados lateralmente de la AFVI; **C.** Ciclo grano-estrato creciente de la AFVII con abundante material fino y volcanoclástico; **D.** Turboglifos en la base de los bancos arenosos de la AFVII marcando paleocorrientes hacia el sur; **E.** Dominio de pelitas de la AFVIII (lago somero); **F.** Fajas de canales gravosos con planicies arenosas de la AFIX; **G.** Contacto entre las AFX y AFXI en la quebrada de la Troya. Nótese el abundante material volcanoclástico (flecha) en los sedimentos finos como el desarrollo de ciclos grano-crecientes en la AFX; y **H.** Arreglo interno de las facies gruesas de la AFXI (piedemonte dominado por flujos canalizados). La flecha indica la polaridad de los bancos y el recuadro indica la piqueta de escala.

Son muy comunes las estructuras de corte y relleno, las superficies de 3º orden limitando el elemento DA como los bancos laminares (elemento LS) de areniscas con megaóndulas, antidunas y laminación horizontal.

Dentro de los depósitos finos, el elemento FF (<40%) se encuentra en proporciones minoritarias con respecto a los de desbordamiento (CS y CR, >60%; Fig. 8A). El primero está formado por pelitas y areniscas finas, de color pardo rojizo, con laminación ondulítica y paralela, con espesores que varían desde particiones centimétricas, lentiformes y en cuñas, hasta niveles de 2 m. Esporádicamente, se reconoce laminación heterolítica de tipo 'flaser' y ondulosa, estructuras de deformación tipo convoluta y abundantes grietas de desecación bien desarrolladas. El elemento CS se presenta en bancos de geometría lobulada a tabular (de 15 hasta 60 cm de espesor) con superficies basales planas (4c) y techo convexo, dominados por areniscas medianas pardas a verdosas con laminación ondulítica ascendente, ondulítica y macizas. El elemento CR, en bancos lentiformes de areniscas guijarrosas con difusa estratificación entrecruzada planar, es escaso. Un rasgo particular de los sedimentos finos es la presencia de grandes concreciones esferoidales de hasta 50 cm de diámetro.

Interpretación. Se interpreta esta unidad como un sistema anastomosado efímero o de clima semiárido (Gibling *et al*., 1998; Tripaldi *et al*., 2001) dominado por canales arenosos de naturaleza incisa asociados a planicies de inundación construidas por desbordamiento arenosos (CS).

Dentro de los canales se reconocen dos estilos de rellenos principales. Por un lado, barras arenosas transversales con superficies de acreción aguas abajo (DA) y por otro lado, areniscas laminadas horizontalmente (LS) que se habrían desarrollado por flujos efímeros en canales relativamente pandos. En este caso predominan las areniscas con lecho plano y antidunas, indicando condiciones de alto régimen de flujo, típicas de este tipo de corrientes (Foley, 1978; Reid y Frostick, 1987). Otro tipo de relleno poco común es generado por la migración de pequeñas formas de lecho areno-gravosas.

Entre las características usadas como criterio para su interpretación, se puede mencionar la presencia de fajas de canales multiepisódicos con superficies de reactivación que evidencian la avulsión y subsiguiente reactivación, probablemente, relacionadas con los distintos eventos de crecidas. Durante los mismos, las condiciones de flujo supercrítico son de corta vida siendo el responsable del desarrollo de estructuras de corte, también de corta vida, y el posterior relleno (Reid y Frostick, 1987; Gibling *et al*., 1998). A su vez, los ciclos grano-estrato creciente que caracterizan a esta unidad son interpretados como el resultado de una mayor frecuencia de desbordamiento (CS, CR). Los mismos conformarían depósitos de avulsión (Krauss y Wells, 1999) del tipo transicional estratigráficamente según Jones y Hajek (2007) que se producirían durante los picos altos de las crecientes propias de los sistemas efímeros.

La abundancia de grietas de desecación, preservadas en la base de los canales como en los niveles de planicie de inundación, estaría indicando períodos de mayor aridez o sequía quedando las barras arenosas expuestas o secándose completamente las áreas bajas correspondientes a las planicies de inundación (Gibling *et al*., 1998). Las estructuras deformacionales posiblemente sean el resultado del gran peso de los depósitos de canal, apoyados rápidamente sobre las pelitas embebidas en agua.

4.1.6. Asociación de facies VI

Descripción. Esta unidad, de hasta 400 m de espesor, aparece recurrentemente a lo largo de la quebrada de La Troya con contactos transicionales (Fig. 6). La primera ocurrencia cubre a la AFV y la segunda se apoya sobre la AFVII, constituyendo el techo del miembro inferior (Fig. 6). En esta última se asocia a bancos eólicos e importantes niveles tobáceos.

Está integrada por conglomerados y areniscas gruesas con proporciones variables de areniscas finas y pelitas. Los primeros se presentan en cuerpos lenticulares, de hasta 1,5 m de espesor, limitados en la base por superficies erosivas (5e) conformando el elemento CHs. En ocasiones, este elemento se encuentra amalgamado y soldado lateralmente (Fig. 8B). Son comunes las estructuras de corte y relleno y las superficies de reactivación. El relleno consiste en la intercalación de los elementos GB y DA. El primero se inicia con un depósito residual, compuesto por conglomerados gruesos clastosoportados macizos o brechas intraformacionales, cubiertos por conglomerados gruesos a medianos matriz soportados a areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada en artesa, tabular planar y de bajo ángulo. El elemento DA cubre al elemento GB y está compuesto por areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada en artesa, tabular

planar y de bajo ángulo. En algunos casos, lentes de conglomerados macizos son cubiertos por areniscas guijarrosas con difusa estratificación entrecruzada y areniscas medianas a gruesas con estratificación de bajo ángulo a horizontal. Se reconoce lineación por partición asociada a marcas de base. Los clastos de los conglomerados son subredondeados, de hasta 15 cm de diámetro, de metamorfitas de alto grado, esquistos y granitos, siendo escasos los clastos de volcanitas y areniscas.

Los depósitos más finos aparecen en el tope de los canales en bancos tabulares con espesores variables (0,5 a 3 m). Están compuestos por areniscas finas y limolitas macizas y laminadas y, en menor proporción, por pelitas (SO>FF) frecuentemente asociadas a grietas de desecación. Se encuentran niveles de costras carbonáticas y bancos laminares de areniscas finas macizas o con laminación ondulítica.

En la última repetición de esta unidad, aparecen intercalaciones de bancos tabulares, de hasta 10 m de espesor, de areniscas finas a medianas, bien seleccionadas con estratificación entrecruzada tabular planar en 'sets' de hasta 2 m de espesor. Se caracterizan por presentar alta porosidad, gradación inversa en las láminas frontales ('foresets') y pequeñas lentes de areniscas de grano grueso.

Se reconocen varios niveles de tobas. Dos de ellos, de hasta 60 cm de espesor, han sido datados (6,8±0,2 Ma y 8,6±0,3 Ma, Ciccioli *et al.*, 2005).

Interpretación. Esta unidad es interpretada como una planicie entrelazada, dominada por canales de baja sinuosidad gravoarenosos con áreas de intercanal areno-fangosas. La geometría lenticular de los bancos (CHs) sugieren que se tratan de canales fijos (Gibling, 2006) los cuales habrían sido rápidamente abandonados por procesos agradacionales (avulsión). Dentro de las facies de canal se reconocen por un lado, barras transversales y pequeñas barras longitudinales gravosas a areno-gravosas (GB) y por otro lado, barras transversales arenosas (DA) con preservación de núcleos (lentes de Gm) y topes de barras.

Aunque la mayoría de la planicie aluvial consiste en depósitos de canal, las areniscas y pelitas macizas y laminadas son interpretadas como áreas de intercanal donde predomina la migración de mantos de crecidas arenosas (SO>FF). Los bancos tabulares de areniscas finas a medianas, con grandes 'sets' de estratificación entrecruzada, son interpretados como intercalaciones eólicas. El bajo porcentaje de matriz de estas areniscas como la alta porosidad y la buena selección son características de un origen eólico (Ahlbrandt, 1979; Goudie y Watson, 1981). Acumulaciones eólicas análogas en sistemas entrelazados actuales fueron estudiadas por Tripaldi y Limarino (2008) quienes las consideraron similares a los depósitos de interacción eólica-fluvial descritos por Langford (1989) y Langford y Chan (1989). Los 'sets' de 2 m de espesor corresponderían a dunas medianas o protodunas (Hunter, 1977). La asociación con areniscas laminadas, costras carbonáticas y rasgos pedogénicos permiten interpretar pequeñas áreas de interduna húmeda.

Las fajas de canales entrelazados lateralmente gradando a áreas de intercanal areno-fangosas son encontradas comúnmente en planicies aluviales actuales, representando sistemas de bajada de piedemonte distal (Bentham *et al.*, 1993; Willis, 1993; Smith, 2000; Adams y Bhattacharya, 2005).

Todo lo mencionado anteriormente (intercalaciones eólicas, grietas de desecación, pelitas rojas macizas con costras carbonáticas, etc.) evidencia condiciones semiáridas (Lekach *et al.*, 1998; Miall, 1996; Mack y James, 1994).

4.1.7. Asociación de facies VII

Descripción. Esta unidad (252 m) fue reconocida dos veces en la quebrada de La Troya intercalada entre las AFVI y AFVIII (Fig. 6). Está compuesta por areniscas medianas a finas y pelitas de color pardo rojizo y, en menor medida, por conglomerados y areniscas guijarrosas grises. Se caracteriza por el desarrollo de ciclos grano-estrato crecientes de hasta 15 m que se inician con depósitos pelítico-arenosos y culminan con intervalos areno-gravosos (Fig. 8C).

Las facies finas se presentan en bancos de geometría tabular y consisten en areniscas finas con laminación hetereolítica, limolitas con laminación paralela y pelitas macizas, conformando los elementos FF y CS. Este último se presenta en bancos de geometría laminar a lobada con base plana (4c) y techo convexo (4a). Estos son cubiertos por delgados bancos tabulares a laminares (30 cm, elemento LS) de areniscas medianas con estratificación de bajo ángulo a maciza, laminación horizontal con lineación por partición asociadas a turboglifos (Fig. 8D) y otros tipos de lineaciones de corriente con paleocorrientes hacia el sur (180°-170°).

Hacia el tope de los ciclos se reconocen dos tipos distintos de depósitos conglomerádicos (GB). Por un lado, bancos lentiformes, de hasta 15 m de longitud

por 1 m de espesor, caracterizados por la alta relación ancho/profundidad (A/P>10), con superficies basales erosivas (4b) tapizadas por intraclastos pelíticos dispersos. Están compuestos por conglomerados clastosoportados macizos o con estratificación entrecruzada en artesa, planar y de bajo ángulo. Los clastos son subredondeados de metamorfitas (migmatitas y esquistos), volcanitas, granitos y areniscas. Por otro lado, bancos laminares a lobulados con superficies basales planas, en algunos casos, levemente erosivas (4b) y techo convexo (4a). Estos bancos se encuentran integrados por conglomerados matriz soportados (matriz arenosa) macizos o con difusa estratificación. Frecuentemente, presentan abundante material volcanoclástico tanto en tamaño grava (clastos) como arena (matriz).

Interpretación. Se interpreta como una planicie aluvial de rápida agradación integrada por una red de canales areno-gravosos someros y de baja sinuosidad separados por áreas de intercanal relativamente amplias. Depósitos similares han sido descritos en otras cuencas de antepaís (Hampton y Horton, 2007; Sáez *et al*., 2007; Cain y Mountney, 2009, entre otros).

Respecto a las facies gruesas se reconocen, por una lado depósitos de flujos canalizados poco jerarquizados 'stream flood' como mantos de crecientes no encauzadas 'sheetflows' con alto porcentaje de conglomerados (Tunbridge, 1981; Fisher *et al.*, 2007; Hampton y Horton, 2007; Cain y Mountney, 2009). Las areniscas con laminación horizontal con lineación por partición, turboglifos y marcas de corriente claramente indican eventos de inundación repentina característicos de los flujos no canalizados (LS). Los canales simples, sin evidencia de migración lateral, dentro de los espesos depósitos finos sugieren un sistema fuertemente agradacional con frecuente avulsión por agradación y progradación (Bentham *et al.*, 1993; Bristow *et al.*, 1999; Hampton y Horton, 2007). Estos canales fueron dominados por la migración de barras gravosas y areno-gravosas de bajo relieve (GB) y, ocasionalmente, por mesoformas gravo-arenosas durante los estadios de menor energía.

El abundante material volcanoclástico indica volcanismo contemporáneo que, en algunos casos, habría generado flujos hiperconcentrados produciendo bancos macizos o con difusa estratificación (Smith, 1987b). Tales depósitos podrían representar períodos de rápida agradación cuando las corrientes fueron ahogadas por la gran cantidad de material volcanoclástico (Vessell y Davies 1981; Smith, 1987a, b; 1991).

La cercana relación espacial entre los depósitos de esta unidad y las acumulaciones lacustre someras de la AFVIII como las de sistemas entrelazados gravo-arenosos de la AFVI nos permiten interpretar esta unidad como depositada en un abanico fluvial medio (facies gravo-guijarrosas) a distal (facies arenosas) con amplias áreas de intercanal (Sáez *et al.*, 2007).

4.1.8. Asociación de facies VIII

Descripción. Esta unidad cubre en forma transicional a la AFVII en el perfil de la quebrada de La Troya (242 m de espesor, Fig. 6) mientras que en la quebrada del Yeso forma gran parte del miembro inferior de la Formación Toro Negro. Está compuesta principalmente por pelitas y areniscas finas de color pardo, y muy escasos sedimentos gruesos representados por areniscas guijarrosas, conglomerados finos y brechas intraformacionales. En la sección sur, el yeso es un componente muy común.

Una característica de esta unidad, en la quebrada de La Troya, es la presencia de ciclos grano-estrato crecientes de hasta 20 m de espesor (Fig. 8E), los cuales están pobremente desarrollados en el sector sur. Los mismos se inician y están dominados por pelitas pardo rojizas con laminación ondulítica o macizas y, ocasionalmente, areniscas finas con laminación heterolítica y ondulítica simétrica y asimétrica. En el sector sur son muy comunes las pelitas interestratificadas con yeso. Dentro de estos intervalos se intercalan, esporádicamente, cuerpos lentiformes, de hasta 20 cm de espesor, de areniscas finas a medianas con laminación ondulítica o maciza. En algunos casos, estos cuerpos presentan superficies basales planas y están compuestos por areniscas medianas a gruesas macizas. Hacia la parte superior de la unidad, los bancos de areniscas se hacen más próximos, y se encuentran separados por delgados niveles, de 10 cm de espesor, de areniscas finas con laminación ondulítica hasta formar cuerpos de geometría lentiforme a tabular, de areniscas medianas a gruesas verdes y pardas. Estos cuerpos, que conforman el elemento SB, están limitados por superficies basales erosivas (4b) materializadas por brechas intraformacionales o conglomerados finos macizos y están integrados por areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada planar y de bajo ángulo. Por otro lado, cuerpos laminares de areniscas con abundantes estructuras de corte y relleno y laminación paralela, en ocasiones, con lineación por partición, integran el elemento LS.

Interpretación. El amplio dominio de depósitos finos (Fig. 8E) representados por pelitas y areniscas finas rojas con estructuras de baja energía y la escasa existencia de bancos de areniscas finas a medianas en cuerpos de geometría lenticular permiten interpretar la unidad como depositada en un ambiente lacustre de barreal ('playa lake') con sedimentación clástica a mixta en el sur del área dada la abundancia de yeso interestratificado.

Por un lado, las facies pelíticas y heterolíticas corresponden a la sedimentación en una planicie fangosa ('mud flat'). En este subambiente de baja energía predomina la decantación de sedimento fino en suspensión aportado por las corrientes efímeras que se caracterizan por tener una alta concentración de material fino en suspensión (Hubert y Hyde, 1982). Ocasionalmente, se produce la migración de ondulitas subácueas en condiciones de bajo régimen de flujo relacionadas a los lóbulos más distales de las corrientes mencionadas anteriormente como también producto del oleaje. Las pelitas macizas por bioturbación indicarían que las condiciones ambientales no fueron tan severas y permitieron el desarrollo de la actividad biológica. Por su parte, las pelitas interestratificadas con yeso, muy común en el sur del área (quebrada del Yeso), corresponderían a la planicie fangosa-salina ('saline mud flat'); Hardie *et al.*, 1978; Handford, 1982).

Los depósitos arenosos son interpretados como la parte marginal del cuerpo de agua, es decir, la planicie arenosa ('sand flat'). Allí predominan corrientes efímeras no canalizadas distales caracterizadas por condiciones de alto régimen de flujo (LS) como por la migración de formas de lecho arenosa (SB), en condiciones de bajo régimen de flujo durante la desaceleración moderada a rápida de esos flujos mantiformes (Hubert y Hyde, 1982).

Los ciclos grano-estrato crecientes reconocidos en la quebrada de la Troya indicarían distintos pulsos de progradación de corrientes fluviales efímeras sobre el cuerpo de agua somero. El pobre desarrollo de estos ciclos en el sector sur del área indicaría una posición más distal para ese sector.

4.2. Miembro superior

4.2.1. *Asociación de facies IX*

Descripción. Esta unidad (696 m de espesor) constituye la base del miembro superior de la Formación Toro Negro en la quebrada de La Troya y alrededores (Fig. 6). Allí, la misma aflora sobre la segunda repetición de la AFVI mediante un contacto erosivo (superficie de orden 6) el cual se puede reconocer tanto hacia el sur como hacia el norte dada la geometría en cuña de la unidad. Está formada por conglomerados medianos a gruesos y, en menor medida, por areniscas gruesas a medianas, escasas limolitas y brechas intraformacionales. La mayor parte de esta unidad corresponde a facies gruesas (>75% CHm) y, en forma subordinada, a facies finas (<25% SO) formando arreglos grano-estrato decrecientes (Fig. 8F).

El elemento CHm se presenta en bancos de geometría lentiforme, de 2,5 m hasta 13 m de espesor, con superficies basales erosivas (5e; Fig. 3). Internamente, está compuesto por unidades de canal gravosas de geometría lenticular (hasta 3 m), amalgamadas verticalmente y con superficies basales erosivas (4b). Cuando el elemento CHm alcanza hasta 13 m de espesor, las unidades de canal se encuentran separadas por delgados niveles arenosos. El relleno de los canales consiste en conglomerados medianos a gruesos (de 7 cm hasta 30 cm de diámetro) con distintos arreglos de litofacies, conformando el elemento GB. El primero de ellos se inicia con lentes de conglomerados clastosoportados macizos que son cubiertos por conglomerados, tanto clasto como matriz soportados, con estratificación entrecruzada tabular planar en 'sets' de escala grande (hasta 2,5 m de espesor) y en artesa. Por encima, se reconocen conglomerados con estratificación entrecruzada de bajo ángulo a horizontal. En casi todos los casos, se intercalan capas centimétricas de areniscas gruesas macizas o con una difusa estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Otro tipo de arreglo consiste en conglomerados medianos a finos clastosoportados y, en ocasiones, matriz soportados (matriz arenosa), que empiezan macizos y luego muestran una difusa estratificación de bajo ángulo a horizontal. Es común la presencia de clastos de tamaños sobredimensionados. Los conglomerados son polimícticos con clastos subredondeados a subangulosos de volcanitas, granitos, areniscas rojas y metamorfitas de alto grado (gneises).

Esporádicamente, se reconocen bancos lenticulares con bases planas (4b) compuestos por conglomerados matriz soportados (matriz arenosa), macizos con escasos clastos, subangulosos a subredondeandos, de hasta 5 cm de diámetro, conformando el elemento SG.

Los depósitos finos se presentan en bancos tabulares con espesores variables (30 cm hasta 4 m; Fig. 7F) conformando los elementos SO (>80%) y FF (<20%). El primero está compuesto por areniscas medianas, esporádicamente gruesas, de color pardo macizas por bioturbación o con difusa laminación ondulítica a horizontal. En menor proporción, el elemento FF está integrado por limolitas rojas con laminación ondulítica o maciza asociadas a bioturbación (tubos verticales), rizolitos o texturas moteadas. Se encuentran delgadas láminas de yeso y grietas de desecación como niveles de tobas blancas y grises.

Interpretación. Es muy probable que la sucesión aquí descrita se haya formado en un sistema fluvial entrelazado de lecho gravoso profundo semejante al propuesto por Miall (1996) con depósitos de planicie compuestos principalmente por el elemento SO (Fig. 8F).

Los principales elementos que sugieren este origen son la forma lenticular de los bancos de canal, el predominio de depósitos de canal dominados por sedimentación de carga de lecho gravosa, la abundancia del elemento GB (barras gravosas) con delgadas intercalaciones de formas de lecho arenosas y la aparición esporádica del elemento SG (flujos hiperconcentrados no cohesivos). Se reconocen diferentes condiciones de flujos. Por un lado, priman los flujos fluidos bajo los cuales tuvo lugar la depositación de diferentes macroformas gravosas (GB). Entre ellas, barras transversales con núcleos preservados (lentes de Gm) y grandes 'sets' de entrecruzamiento que indican canales profundos (Miall, 1996) y barras longitudinales con menor desarrollo vertical y migración corriente abajo. Ambas macroformas presentan niveles arenosos en el techo, probablemente depositados al menguar las corrientes, en ocasiones, bajo condiciones de alto régimen de flujo (estratificación horizontal o de bajo ángulo). Por otro lado, la ocasional intercalación del elemento SG correspondientes a flujos hiperconcentrados no cohesivos indicaría condiciones de alta energía y rápida depositación.

La preservación de importantes espesores de depósitos de planicie (SO, FF) indicaría altas tasas de subsidencia asociadas a altas tasas de agradación (Bentham *et al.*, 1993; Bristow *et al*., 1999). Dentro de los mismos predomina la migración de mantos en crecidas arenosas (SO) con desarrollo de paleosuelos (rizolitos, texturas moteadas) y volcanismo explosivo contemporáneo (tobas).

4.2.2. Asociación de facies X

Descripción. Esta unidad (190 m de espesor máximo) cubre en forma neta a la AFIX en la quebrada de La Troya (Fig. 6) y está compuesta por areniscas, pelitas y, en menor medida, por conglomerados. Predominan las facies de planicie (SO y FF, 70%) sobre las de canales (CHs y CHm, 30%) formando arreglos grano-estrato crecientes de hasta 15 m (Fig. 8G).

Los depósitos de planicie están compuestos por areniscas finas y limolitas rojas macizas con laminación ondulítica y raramente horizontal, conformando los elementos SO (>50%) y FF (<40%). Ambos se presentan en bancos de geometría tabular de hasta 10 m de espesor. Se intercalan escasos (<10%) y delgados bancos areno-guijarrosos (hasta 25 cm de espesor), de geometría lenticular a lobulada con bases levemente irregulares a planas (4c) y techos convexos (CS). Los mismos empiezan con un delgado nivel guijarroso macizo que es cubierto por areniscas medianas macizas o con laminación ondulítica y horizontal. Son comunes los clastos más gruesos dispersos.

Una característica notoria es la presencia de importante material piroclástico fino ('chonitas' o tobas choníticas *sensu* Teruggi *et al.*, 1978). Estos depósitos piroclásticos de caída y probablemente retrabajados constituyen buenos niveles guías a lo largo de toda la Sierra de los Colorados (Fig. 8G). En ocasiones, se encuentran asociados a bancos lenticulares, de 50 cm de espesor, compuestos por areniscas tobáceas finas con superficies basales planas o erosivas (4b), materializadas por un nivel centimétrico de brechas intraformacionales. Estas areniscas exhiben estratificación entrecruzada planar, de bajo ángulo a horizontal y estratificación convoluta.

Los elementos de canal (CHs) se caracterizan por ser unidades simples gravo-arenosas, de color gris, en bancos lenticulares, de 0,50 hasta 2 m de espesor y hasta 5 m de ancho (A/P<15), con superficies basales levemente erosivas (4b). El relleno se inicia con conglomerados macizos o con clastos imbricados que son cubiertos por conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar, de bajo ángulo a horizontal. En algunos casos, estos canales se amalgaman verticalmente formando fajas de canales, bi- o triepisódicos (CHm) formando bancos lentiformes, de hasta 6 m de espesor, con bases levemente erosivas a planas (5a). Estos litosomas están compuestos por conglomerados clastosoportado

(matriz arenosa) polimícticos gruesos, con clastos esféricos y prolados, subredondeados (8 hasta 20 cm de diámetro) dominados por volcanitas y con proporciones menores de metamorfitas, sedimentitas y granitos.

Interpretación. Esta unidad ha sido interpretada como una planicie aluvial areno-limosa tobácea asociada con un sistema de canales gravosos. El importante espesor de los sedimentos finos (SO>>FF) como el desarrollo de ciclos grano-estrato crecientes permiten interpretar que este ambiente se caracterizó por tener una alta tasa de agradación donde progradaban sistemas fluviales del tipo distributario de lecho gravoso poco canalizados, probablemente del tipo entrelazado someros (Bentham *et al.*, 1993; Miall, 1996; Hampton y Horton, 2007; Nichols y Fisher, 2007).

La abundancia de material tobáceo en las áreas de intercanal ('chonitas') indicaría eventos piroclásticos contemporáneos con la sedimentación. En menor medida, este material volcanoclástico generó flujos hiperconcentrados no cohesivos, rellenando canales secundarios o de menor jerarquía.

Los depósitos de canales principales (<25%) están representados por unidades simples (CHs) que en la parte superior forman fajas de canales multiepisódicos (CHm) gravo-arenosos caracterizados por la migración de barras longitudinales gravosas o mesoformas areno-guijarrosas.

Lo mencionado anteriormente permite la interpretación de un sistema depositacional semejante al modelo propuesto por Nichols y Fisher (2007). Entre las similitudes se encuentra la presencia de canales someros, poco móviles lateralmente, con abundante depósitos de planicie que funcionaría mediante la avulsión reiterada de los canales, posterior a la agradación y progradación de los mismos. Probablemente, los canales al desembocar en la planicie aluvial arenosa, pierdan rápidamente caudal, debido a la alta tasa de infiltración y evaporación dada las condiciones semiáridas, y la rápida depositación (Nichols y Ficher, 2007).

4.2.3. Asociación de facies XI

Descripción. Esta unidad, con un espesor máximo de 549 m, constituye el techo del miembro superior en toda la Sierra de Los Colorados presentando un contacto transicional con la AFX (Fig. 6). Se encuentra formada por conglomerados medianos a gruesos y, en menor medida, por areniscas guijarrosas a medianas y escasas limolitas. La participación de rocas de grano fino (limolitas y areniscas) puede ser variable, alcanzando hasta un 25% de la unidad.

Está compuesta por depósitos gruesos de canal (70-75% CHm) y, en menor medida, de planicies arenosas y eventualmente limosas (20-25% SO). Los primeros conforman fajas de canales grises (CHm), de hasta 15 m de espesor, con superficies basales erosivas (5e). Están integrados por el elemento GB que se presenta en bancos lenticulares de conglomerados clastosoportados medianos a gruesos (15 a 30 cm de diámetro) (Fig. 8H). El relleno se inicia con lentes a delgados niveles de conglomerados gruesos, macizos o con clastos imbricados. Por encima, muestran estratificación de bajo ángulo a horizontal e intercalan pequeñas lentes (20 cm de ancho y 10 cm de espesor) de areniscas guijarrosas a areniscas macizas. Otros niveles comienzan con conglomerados medianos con clastos imbricados cubiertos por conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa. Muy esporádicamente, se reconocen lentes de conglomerados matriz soportados macizos con estructura caótica (SG).

Se trata de conglomerados polimícticos, tanto clastosoportados como matriz soportados (matriz arenosa), con clastos prolados a esféricos, subredondeados a subangulosos. Composicionalmente, muestran dos asociaciones litológicas. La primera dominada por volcanitas y grandes clastos (>20 cm) de conglomerados verdes metamorfizados (característicos de la Precordillera de Jagüel) y, en menor proporción, metamorfitas de alto grado, sedimentitas y granitos (Ciccioli, 2008; Ciccioli *et al.*, 2008), mientras que en la quebrada del Yeso se alternan estos niveles con otros donde priman los fragmentos de sedimentitas verdes y metamorfitas de bajo y alto grado.

Los depósitos de planicie (20-25% SO) se presentan en bancos de geometría tabular o en cuña, y están compuestos por areniscas medianas a finas y limolitas con laminación ondulítica o maciza. Se reconocen por un lado, abundantes limolitas y areniscas finas rojizas macizas con abundantes marcas de raíces (rizolitos) y contornos de óxidos de hierro. Por otro lado, delgadas láminas de yeso interestratificado con escasas areniscas finas a limolitas blanquecinas macizas de clara composición volcanoclástica con intercalaciones de niveles centimétricos de tobas verdes.

Interpretación. Se interpreta esta unidad como generada en un ambiente de piedemonte o bajada

dominada por flujos canalizados (Smith, 2000). Este sistema se caracteriza por patrones de drenaje paralelos que se desarrollan desde el frente montañoso hasta la planicie aluvial sin presentar la morfología en abanico o pérdidas importantes en el confinamiento del flujo, formándose a partir de mantos continuos lateralmente en el piedemonte (Smith, 2000). Las características que permiten llegar a esta interpretación son el predominio de facies conglomerádicas canalizadas donde abundan las barras longitudinales (GB), el tamaño grueso de los clastos que alcanzan tamaño bloque y la presencia de facies de intercanal (SO) arenosas macizas asociadas a desarrollo de paleosuelos. Otro rasgo es la escasez de depósitos correspondientes a flujos hiperconcentrados no cohesivos (SG), la ausencia de bancos tabulares característicos de flujos en manto como de flujos densos característicos de ambientes de mayor pendiente como abanicos aluviales (Suriano y Limarino, 2009).

Entre las facies gruesas que predominan en esta unidad (GB), priman las barras longitudinales gravosas amalgamadas, con preservación de núcleos o depósitos residuales (lentes de conglomerados macizos), depositadas por flujos fluidos de alta energía. El amalgamamiento del elemento GB es muy frecuente conformando fajas de canales (CHm) separadas por facies de intercanal (SO) con desarrollo de paleosuelos (rizolitos). La formación de suelos, en estos ambientes pedemontanos, es muy común dada las condiciones hidromórficas y de buen drenaje (Slate *et al.*, 1996).

4.3. Distribución regional de las Asociaciones de facies

La Formación Toro Negro muestra importantes variaciones laterales de facies a lo largo de la Sierra de Los Colorados, que se refleja en las distintas litologías dominantes como también en el espesor y participación de las distintas asociaciones de facies descritas previamente (Fig. 9). Por esta razón, se ha dividido al área de estudio en tres secciones: **1.** Norte; **2.** Central y **3.** Sur que se desarrollan a continuación.

4.3.1. Sección norte

Esta área es representada en el perfil de la quebrada de Los Pozuelos-Aguada, de unos 1.460 m de potencia, donde se encuentran depósitos correspondientes a la base de la Formación Toro Negro no representados en los otros sectores. Como ilustra la figura 9, la sección basal de la unidad está formada por un intervalo de megabrechas intraformacionales caóticas cubierto por depósitos areno-gravosos correspondientes a sistemas entrelazados (AFI). Es importante destacar que esta unidad solo ha sido reconocida en esta región tapizando la importante superficie de incisión (paleovalle) que separa la Formación Toro Negro de la Formación Vinchina (Figs. 5B, 9).

El resto del miembro inferior está formado por sistemas fluviales multicanalizados (AFIII) que verticalmente incrementan la participación de sedimentos de planicie de inundación (AFIV) con intercalaciones eólicas. La figura 5B corresponde a un mapa de asociaciones de facies levantado entre las quebradas de Los Pozuelos-Aguada donde pueden reconocerse las unidades mencionadas como también la geometría del paleovalle donde se desarrollaron las mismas (Limarino *et al.*, 2011).

En lo que respecta al miembro superior aparece principalmente cubierto por depósitos cuaternarios y está caracterizado por secuencias gravo-arenosas de las AFX y XI.

4.3.2. Sección Central

En esta región, se encuentran probablemente las exposiciones más completas de la Formación Toro Negro. La caracterización de la misma se ha realizado mediante una sección compuesta, nominada perfil de La Troya (Fig. 6) que alcanza un espesor de 2.706 m con varios niveles tobáceos datados radiométricamente (6,8±0,2 Ma y 8,6±0,3 Ma K^{40}-Ar^{40} roca total, Ciccioli *et al*., 2005).

A diferencia de la sección norte, la base de la Formación Toro Negro en la sección central está formada por un sistema fluvial fuertemente inciso (AFII) que regionalmente pasa en transición a los sistemas entrelazados (AFI) descritos para la sección norte (Los Pozuelos-Aguada) (Fig. 9). El resto del miembro inferior muestra una compleja sucesión de asociaciones de facies que incluyen sistemas fluviales anastomosados (AFV), entrelazados (AFVI), planicies aluviales con canales areno-gravosos someros y poco canalizados (AFVII) e intervalos correspondientes a lagos someros (AFVIII) con recurrentes intercalaciones de interacción eólica-fluvial (AFII, VI) (Fig. 9).

La base del miembro superior, representada por un potente nivel correspondiente a sistemas entrelazados gravo-arenoso (AFIX), que pasa verticalmente a

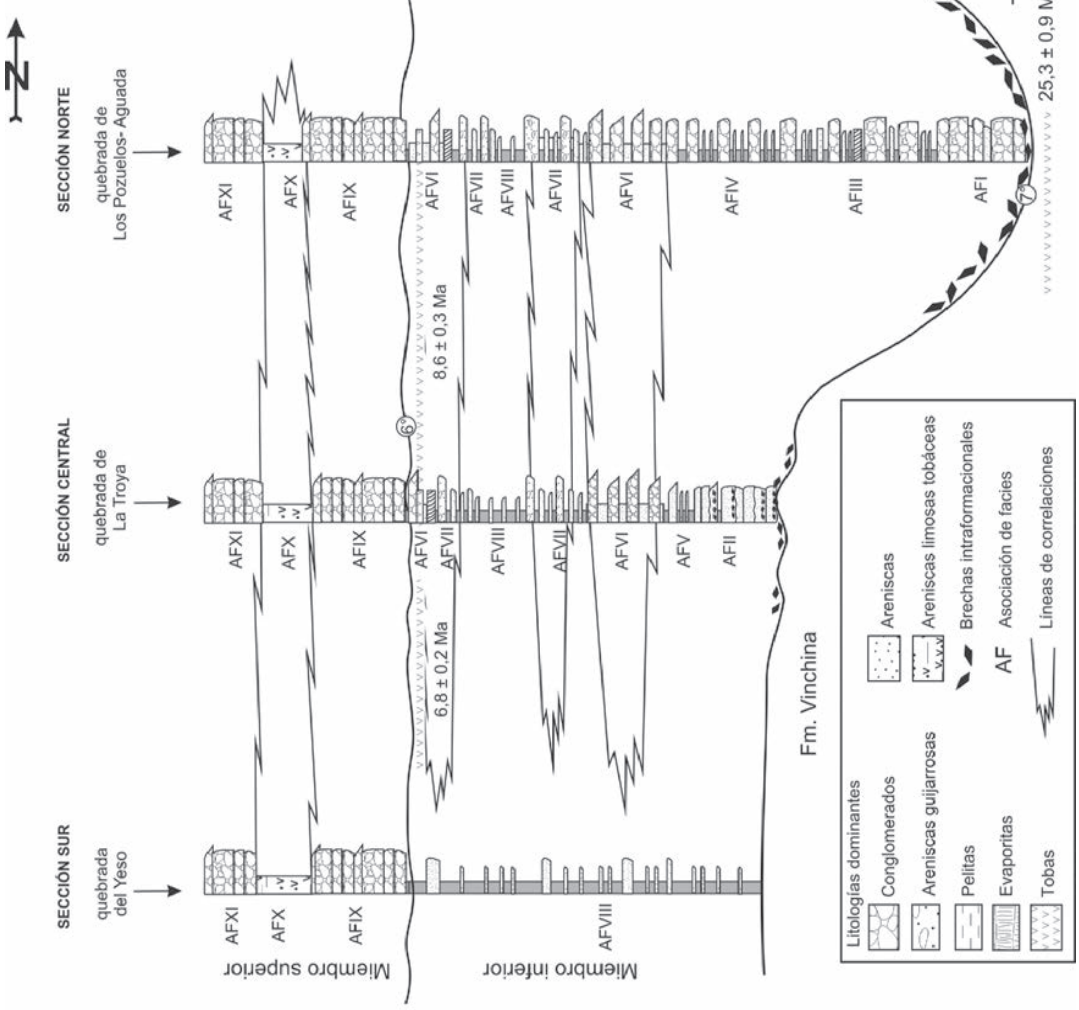

FIG. 9. Esquema conceptual de la distribución de asociaciones de facies de la Formación Toro Negro, mostrando las importantes variaciones laterales entre las distintas secciones.

secuencias de planicies aluviales tobáceas con flujos canalizados gravosos de tipo distributario (AFX), culminando con sedimentación gruesa correspondiente a la progradación de depósitos de bajadas o piedemonte dominado por flujos canalizados (AFXI).

4.3.3. Sección sur

Es este sector el que muestra la diferencia facial más notoria dentro del miembro inferior de la Formación Toro Negro (Fig. 9). El principal contraste estriba en el amplio predominio de pelitas correspondientes a depósitos de lagos efímeros dominados por sedimentación silicoclástica a mixta (AFVIII). La superficie de incisión bien expuesta en el sector norte (Los Pozuelos-Aguada) y fácilmente deducible por la existencia del sistema fluvial fuertemente inciso de la parte central (AFII) ha prácticamente desaparecido en este sector donde el límite entre las formaciones Vinchina y Toro Negro no parece ser erosivo (Ciccioli, 2008; Limarino *et al*., 2011).

La quebrada del Yeso es sin dudas la más representativa de la sección austral donde en el miembro inferior dominan claramente los depósitos de lago efímero (AFVIII). El contacto entre los miembros inferior y superior se resuelve por un claro cambio litológico, pues los sedimentos finos son sucedidos por depósitos gravo-arenosos pertenecientes a las AFIX y XI con intercalación de planicies aluviales tobáceas dominadas por flujos poco canalizados (AFX).

5. Evolución paleoambiental de la Formación Toro Negro

Dado el gran espesor de la Formación Toro Negro como de las distintas asociaciones de facies reconocidas, lo que implica grandes intervalos de tiempo, consideramos que los principales factores que controlaron los cambios entre las distintos paleoambientes sedimentarios en la evolución de la unidad fueron del tipo alocíclicos. Cabe mencionarse, que los factores autocíclicos actuaron dentro de la evolución de cada sistema reconocido (*e.g.*, el desarrollo de ciclos grano-estrato crecientes correspondientes a la progradación de lóbulos de desbordamientos), pero dada la escala de análisis, no serán desarrollados en este trabajo. Dentro de los factores alocíclicos, se descarta la influencia de los cambios eustáticos dada las condiciones mediterránea de la cuenca. Respecto al clima, gran parte de la unidad presenta indicios de haber sido depositada bajo condiciones semiáridas (grietas de desecación, intercalaciones eólicas, evaporitas, etc.) y dada la escala de trabajo, no son identificadas pequeñas variaciones climáticas que pudieron haber ocurrido. Es por ello que se considera que la tectónica y la subsidencia han sido los principales factores que influenciaron y/o controlaron la evolución de los distintos ambientes sedimentarios reconocidos en la Formación Toro Negro. En particular, la primera fue la responsable de los cambios paleotopográficos que influenciaron la evolución de la cuenca durante la depositación de la Formación Toro Negro.

De esta manera, el análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Toro Negro ha permitido reconocer tres etapas en la evolución de la unidad a través del tiempo y espacio (Fig. 10). Todas ellas se desarrollan durante el Mioceno llegando quizás hasta el Plioceno temprano.

5.1. Etapa I (Mioceno Temprano)

Se desarrolla principalmente en el sector norte (quebrada Los Pozuelos-Aguada) donde han quedado preservados los depósitos más antiguos de la Formación Toro Negro. La misma se inicia con la generación de una gran superficie de incisión que suprime parte del miembro superior de la Formación Vinchina labrando un gran valle fluvial (Limarino *et al.*, 2011). Esta superficie podría corresponder a una discontinuidad de orden 7 (en el sentido de Miall, 1996) y, por lo tanto, resultar una discordancia de extensión regional que se extiende desde el norte de la Sierra de Los Colorados hasta la parte central (quebrada de La Troya), disminuyendo drásticamente su expresión hasta desaparecer en el sur (quebrada del Yeso). El origen de esta superficie de incisión, muy probablemente, esté relacionada con una de las fases principales de ascenso del Famatina occidental (Limarino *et al.*, 2011; Fig. 10A). De esta manera, se produjo una alta tasa de subsidencia en la cuenca ubicada justo al frente de las fallas inversas que originaron el ascenso del Famatina (punto 1 en Fig. 10A), generándose una caída del nivel de base y aumentando el gradiente del perfil de equilibrio de los sistemas fluviales (Limarino *et al*., 2011).

Luego del episodio de erosión generado en este sector comienza el relleno del paleovalle por cursos fluviales (Fig. 10B). El intervalo inicial, compuesto por megabrechas intraformacionales de fragmentos pelítico-arenosos de planicies de inundación, que

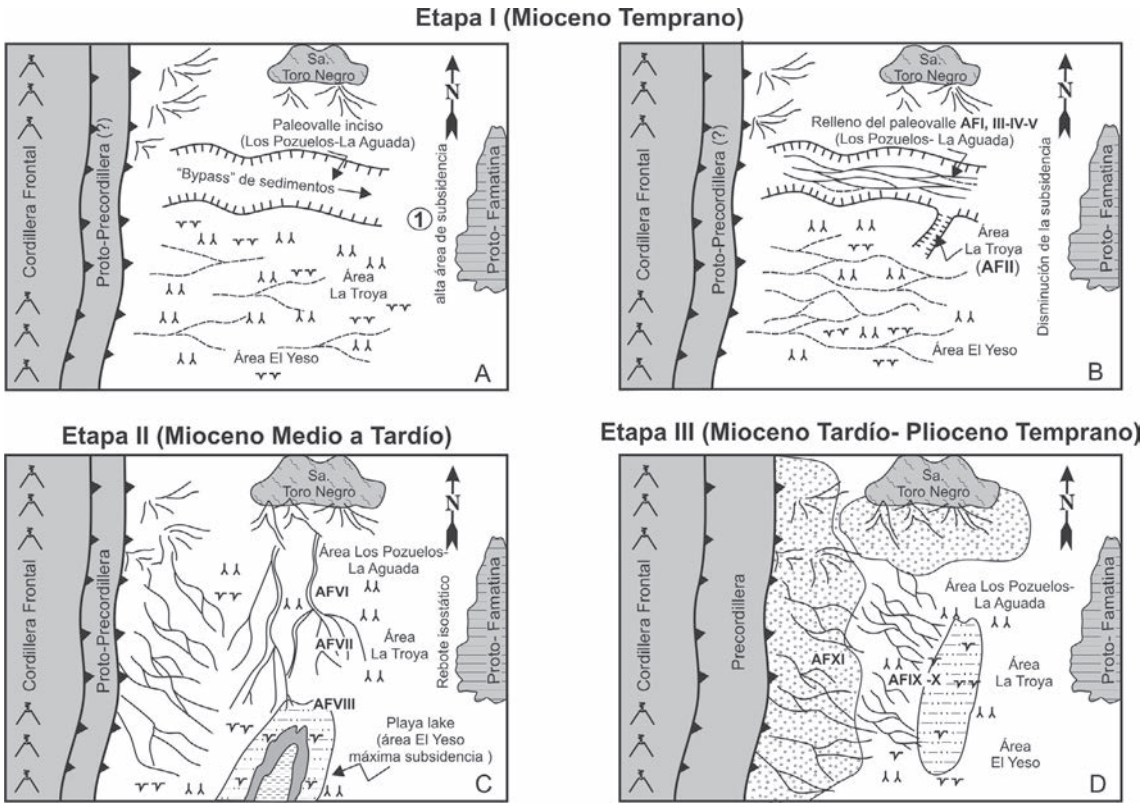

FIG. 10. Representaciones esquemáticas de las etapas reconocidas en la evolución paleoambiental de la Formación Toro Negro.

tapiza la superficie de incisión, correspondería a depósitos residuales del paleovalle, que dado su gran tamaño no pudieron ser transportados en condiciones normales de flujo fluvial. Depósitos similares tapizando un valle inciso fueron descritos por Lancaster (2008). Cubriendo ese intervalo se encuentran los depósitos de ríos entrelazados gravo-arenosos (AFI). Por su parte, en el sector central, se desarrollaron sistemas fluviales fuertemente incisos (AFII), pero con superficies de incisión de menor jerarquía a la reconocida en el norte, probablemente correspondientes a cursos tributarios al paleovalle principal. Por encima, se formaron sistemas fluviales anastomosados gravo-arenosos confinados a encapsulados que fueron incorporando cada vez mayor proporción de sedimentos finos de planicie (AFIII-IV-V; Figs. 9, 10). La composición litológica como los datos de paleocorrientes evidencian que en esta etapa dominan los sistemas fluviales de lecho gravoso provenientes del oeste (Cordillera Frontal y proto-Precordillera?) y, en menor proporción, del norte (basamento cristalino, sierra de Toro Negro) (Ciccioli, 2008; Ciccioli *et al.*, 2008).

Es importante aclarar que durante esta etapa, la parte austral de la cuenca se comportó como un área de no depositación y eventualmente erosión, por lo que se interpreta que un prolongado hiato ocurrió durante este tiempo en la quebrada del Yeso (Fig. 9, 10B).

El volcanismo fue escaso durante esta etapa, ya que casi no se registran depósitos piroclásticos. Esta etapa se iniciaría entre los 25 a 19 Ma según dataciones obtenidas en la Formación Vinchina (Ciccioli, 2008; Limarino *et al.*, 2011) extendiéndose durante gran parte del Mioceno inferior.

5.2. Etapa II (Mioceno Medio a Tardío)

Durante esta etapa, tanto en la parte norte y central de la cuenca, se desarrolla una planicie aluvial semiárida con sistemas fluviales entrelazados areno-gravosos (AFVI), caracterizados por espesas

planicies construidas tanto por depósitos pelíticos como arenosos. El aumento en la cantidad de sedimentos finos hacia el sur permiten establecer el desarrollo de un sistema de menor energía correspondiente a una planicie aluvial a un abanico fluvial medio a distal con canales areno-gravosos poco canalizados, en ocasiones, tobáceos (AFVII) que pasan lateralmente a un sistema lacustre somero (AFVIII). Sobre estos se reconocen intercalaciones más gruesas correspondientes a nuevos pulsos de progradación de los sistemas fluviales entrelazados areno-gravosos (AFVI).

Por su parte, luego del prolongado hiato que tuvo lugar en la parte austral de la cuenca durante la etapa I, el miembro inferior de la Formación Toro Negro está caracterizado por el predominio de sedimentación fina en un ambiente lacustre somero (AFVIII) durante toda esta etapa. Solo se reconocen delgadas intercalaciones arenosas correspondientes a la progradación distal (derrames o lóbulos distales) de los sistemas fluviales desarrollados en el norte-centro.

De esta manera, tanto los cambios laterales de facies, la composición de las areniscas y conglomerados como las paleocorrientes (Ciccioli, 2008; Ciccioli *et al.*, 2008) permiten reconocer, durante esta etapa, un modelo de 'sistema fluvial terminal' o 'abanico fluvial distributario', desarrollado de N-NW a S-SE principalmente (Fig. 10C) similar al propuesto por Cain y Mountney (2009). Tales condiciones paleogeográficas se habrían desarrollado probablemente debido a pulsos de ascenso de la Sierra de Toro Negro al norte de la cuenca y a un posible rebote isostático al este como consecuencias post-tectónicas del ascenso del Famatina occidental cambiando el área de mayor subsidencia al sur (Fig. 10C).

El volcanismo fue recurrente a lo largo de toda esta etapa reconociéndose varios niveles piroclásticos y volcanoclásticos. La edad miocena media a superior de esta etapa es establecida por las dataciones obtenidas en el techo de la misma (8,6 y 6,8 Ma; Ciccioli *et al.*, 2005).

5.3. Etapa III (Mioceno Tardío a Plioceno Temprano)

Esta etapa corresponde al miembro superior de la Formación Toro Negro que se caracteriza por una mayor homogeneización litológica a lo largo de toda la cuenca (Sierra de Los Colorados). El contacto con el miembro inferior está principalmente marcado por el cambio litológico, y se caracteriza por ser erosivo (superficie de 6° orden) en especial en la quebrada de La Troya. Allí, la erosión es reconocida por la desaparición hacia el sur de la última recurrencia de la AFVI que representa el techo del miembro inferior portadora de los niveles de tobas datados por Ciccioli *et al.* (2005: 8,6 y 6,8 Ma). Esta etapa se desarrolla desde el Mioceno Tardío (8-6 Ma) hasta, probablemente, la parte más baja del Plioceno.

El inicio del miembro superior en la quebrada de La Troya consiste en depósitos de sistemas fluviales entrelazados profundos (AFIX) con variaciones en el espesor de los depósitos de planicie de inundación areno-limosa. Estos sistemas gruesos están interrumpidos por un intervalo fino representado por depósitos de una planicie aluvial tobácea (AFX), con mayor espesor en la quebrada del Yeso, sobre la cual progradan los sistemas fluviales distributarios gravosos (Fig. 10D). Finalmente, el techo del miembro superior está representado en toda la cuenca por depósitos de piedemonte o bajada dominada por flujos canalizados (AFXI, fig. 10D), la cual muestra un contacto basal erosivo con la AFX, en especial en la quebrada de La Troya. Probablemente, ésta sea la causa del menor espesor de la AFX en ese sector. El gran predominio de clastos de metamorfitas de bajo grado, verdes, con algunas areniscas y, en menor proporción, clastos de metamorfitas de alto grado, conjuntamente con los datos de paleocorrientes evidencian un clara proveniencia del oeste (Ciccioli, 2008; Ciccioli *et al.*, 2008).

De esta manera, esta etapa registra, y cada vez con mayor énfasis, pulsos de progradación de la cuña clástica proveniente del oeste (ascenso de la Precordillera), con participación concomitante de los bloques de basamento en los extremos noroeste-suroeste (Fig. 10D) y menor actividad volcánica explosiva.

Conclusiones

En función de la información presentada en este trabajo se pueden enunciar las siguientes conclusiones:

a. La Formación Toro Negro representa la sedimentación en una cuenca de antepaís fracturada dominada por sedimentación continental. En esta unidad se han reconocido 11 asociaciones de facies, 8 correspondientes al miembro inferior y 3 correspondientes al miembro superior. La mayoría de ellas corresponden a depósitos fluviales y aluviales y, en menor medida, lacustres someros e intercalaciones eólicas y piroclásticas.

b. Dada las características presentes en los afloramientos de la Formación Toro Negro (abundantes grietas de desecación, intercalaciones eólicas y de interacción fluvial-eólica, etc.) la misma fue depositada bajo condiciones climáticas semiáridas.

c. En la evolución paleoambiental de la Formación Toro Negro se han establecido tres etapas. La etapa I y II correspondientes al miembro inferior y la etapa III al miembro superior. La etapa I (Mioceno Temprano) marca el inicio de la unidad caracterizándose por la generación de un paleovalle fluvial en el sector norte, reconocido por la presencia de una gran superficie de incisión que disminuye su desarrollo hacia la parte central hasta casi desaparecer en el sector sur. Esta superficie está relacionada, probablemente, con una de las fases principales de ascenso del Famatina occidental. El posterior relleno del paleovalle se produjo por sistemas fluviales gravo-arenosos confinados, provenientes principalmente del oeste (Cordillera Frontal y proto-Precordillera?). La etapa II (Mioceno Medio a Tardío) consiste en el desarrollo de sistemas fluviales areno-gravosos no confinados, provenientes tanto del norte (sierra de Toro Negro) como del oeste los cuales desembocan en un cuerpo lacustre somero ('playa lake') desarrollado en el sur. Finalmente, la etapa III (miembro superior, Mioceno Tardío a Plioceno Temprano) consiste en pulsos de progradación de la cuña clástica de Precordillera identificada mediante sistemas fluviales entrelazados gravo-arenosos y piedemonte o bajadas dominada por flujos canalizados claramente, provenientes del oeste (Precordillera).

d. De esta manera, la Formación Toro Negro presenta una excelente oportunidad para el estudio de la evolución sedimentaria de una cuenca de antepaís fragmentada en donde el control sobre la sedimentación y la arquitectura de los cuerpos está dado no solo por el avance de la faja plegada y corrida (Precordillera), sino también por los bloques de basamento (Sierras Pampeanas).

Agradecimientos

Este trabajo es parte de la Tesis Doctoral de PLC y ha sido realizado en el marco de los proyectos de investigación PIP-5187 (CONICET), PICT-00375/07 (ANPCyT) y UBACyt X119 (Universidad de Buenos Aires). Los autores quieren agradecer tanto a C.O. Limarino por todo el conocimiento y apoyo brindado como a los Dres. L. Spalletti, F. Colombo y J. Le Roux por todas sus sugerencias y correcciones que permitieron mejorar este manuscrito.

Referencias

Adams, M.M.; Bhattacharya, J.P. 2005. No change in fluvial style across a sequence boundary, Cretaceous Blackhawk and Castlegate Formations of central Utah, U.S.A. Journal of Sedimentary Research 75: 1038-1051.

Ahlbrandt, T.S. 1979. Textural parameters of eolian deposits. *In* A Study of Global Sand Seas (McKee, E.D.; editor). United States Geological Survey, Professional Paper 1052: 21-51. Washington.

Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. Sedimentary Geology 33: 237-293.

Ashmore, P.E. 1991. How do gravel-bed rivers braid? Canadian Journal of Earth Science 28: 326-341.

Bentham, P.A.; Talling, P.J.; Burbank, D.W. 1993. Braided stream and flood-plain deposition in a rapidly aggrading basin: the Escanilla Formation, Spanish Pyrenees. *In* Braided Rivers (Best, J.L.; Bristow, C.S.; editors). Geological Society of London, Special Publication 75: 177-194. London.

Bristow, C.S.; Skelly, R.L.; Ethridge, F.G. 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. Sedimentology 46: 1029-1047.

Cain, S.A.; Mountney, N.P. 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA. Sedimentology 56: 1774-1800.

Ciccioli, P.L. 2008. Evolución paleoambiental, estratigrafía y petrología sedimentaria de la Formación Toro Negro (Neógeno), Sierras Pampeanas Noroccidentales (Provincia de La Rioja). Tesis Doctoral (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Argentina: 336 p.

Ciccioli, P.L.; Marenssi, S.A.; Limarino, C.O. 2004. Cambio en la arquitectura de los sistemas fluviales en el límite de las formaciones Vinchina y Toro Negro (Neógeno), Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja). *In* Reunión Argentina de Sedimentología, No. 10, Resúmenes: 41-43. San Luis.

Ciccioli, P.L.; Limarino, C.O.; Marenssi, S.A. 2005. Nuevas edades radimétricas para la Formación Toro Negro

en la Sierra de Los Colorados, Sierras Pampeanas Noroccidentales, provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 251-254.

Ciccioli, P.L.; Marenssi, S.A.; Limarino, C.O. 2008. Procedencia de la Formación Toro Negro: Un estudio complementario a partir de modas detríticas de areniscas y componentes modales de conglomerados. *In* Reunión Argentina de Sedimentología, No. 12, Resúmenes: 57. Buenos Aires.

Ciccioli, P.L.; Limarino, C.O.; Marenssi, S.A.; Tedesco, A.M.; Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de La Cuenca de Vinchina, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Noroeste de La Provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66 (1): 146-155.

Ciccioli, P.L.; Limarino, C.O.; Marenssi, S.A.; Tedesco, A.M.; Tripaldi, A. 2011. Tectosedimentary evolution of the La Troya-Vinchina depocenters (northern Bermejo Basin, Tertiary), La Rioja Province, Argentina. *In* Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina (Salfity, J.A.; Marquillas, R.A.; editors). SCS Publisher: 91-110. Salta.

DeCelles, P.G.; Gray, M.B.; Ridgway, K.D.; Cole, R.B.; Pivnik, D.A.; Pequera, N.; Srivastava, P. 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. Sedimentology 38: 567-590.

De Iullis, G.; Ré, G.H.; Vizcaíno, S.F. 2004. The Toro Negro Megatheriine (Mammalia, Xenarthra): A new species of Pyramiodontherium and a review of Plesiomegatherium. Journal of Vertebrate Paleontology 24 (1): 214-227.

Fisher, J.A.; Nichols, G.J.; Waltham, D.A. 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. Sedimentary Geology 195: 55-73.

Foley, M.G. 1978. Scour and fill in steep, sand-bed ephemeral streams. Geological Society of America Bulletin 89: 559-570.

Fryberger, S.G.; Ahlbrandt, T.S.; Andrews, S.A. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. Journal of Sedimentary Petrology 49 (3): 733-746.

Gibling, M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. Journal of Sedimentary Research 76: 731-770.

Gibling, M.R.; Nanson, G.C.; Maroulis, J.C. 1998. Anastomosing rivers: sedimentation in the Channel Country of Central Australia. Sedimentology 45: 595-619.

Goudie, A.; Watson, A. 1981. The shape of desert sand dune grains. Journal of Arid environment 4: 185-190.

Hampton, B.A.; Horton, B.K. 2007. Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. Sedimentology 54 (5): 1121-1148.

Handford, C.R. 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental sabkha playa basin-Bristol Dry Lake, California: Sedimentology 29: 239-254.

Hardie, L.A.; Smoot, J.P.; Eugster, H.P. 1978. Saline lakes and their deposits. A sedimentological approach. *In* Modern and Ancient Lake Sediments (Matter, A.; Tucker, M.E.; editors). International Association of Sedimentologists, Special Publication 2. Blackwell Publishing Ltd.: 7-41. Oxford.

Hein, F.; Walker, R. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal Earth Sciences 14: 562-570.

Hubert, J.F.; Hyde, M.G. 1982. Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. Journal of Sedimentary Petrology 52: 457-474.

Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology 24: 361-387.

Jones, H.L.; Hajek, E.A. 2007. Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits. Sedimentary Geology 202: 124-137.

Jordan, T.E. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. *In* Tectonics of Sedimentary Basins (Busby, C.J.; Ingersoll, R.I.; editors). Blackwell Science: 331-362. Cambridge.

Kley, J.; Monaldi, C.R.; Salfity, J.A. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. Tectonophysics 301: 75-94.

Krapovickas, V.; Ciccioli, P.L.; Mángano, M.G.; Limarino, C.O. 2007. Vertebrate and invertebrate trace fossils in anastomosing fluvial deposits of the Toro Negro Formation (Upper Miocene), La Rioja, Argentina. New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin 42: 51-52.

Krapovickas, V.; Ciccioli, P.L.; Mángano, M.G.; Marsicano, C.A.; Limarino, C.O. 2009. Paleobiological and paleoecological significance of a Miocene South American ichnofauna in anastomosed fluvial deposits. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 284 (3-4): 129-152.

Kraus, M.J.; Wells, T.M. 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. *In* Fluvial Sedimentology VI (Smith, N.D.; Rogers, J.; editors).

International Association of Sedimentologists, Special Publication 28, Blackwell Science: 251-268. Oxford.

Lancaster, S.T. 2008. Evolution of sediment accommodation space in steady state bedrock-incising valleys subject to episodic aggradation. Journal of Geophysical Research 113, F04002. doi: 10.1029/2007JF000938.

Langford, R.P. 1989. Modern and ancient fluvial-aeolian systems: part I modern systems. Sedimentology 36: 1023-1035.

Langford, R.P.; Chan, M.A. 1989. Fluvial-aeolian interaction: Part II, ancient systems. Sedimentology 36: 1037-1051.

Lekach, J.; Amit, R.; Grodek, T.; Schick, A.P. 1998. Fluviopedogenic processes in an ephemeral stream channel, Nahal Yael, Southern Negev, Israel. Geomorphology 23: 353-369.

Limarino, C.; Tripaldi, A.; Marenssi, S.; Net, L.; Re, G.; Caselli, A. 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14: 751-762.

Limarino, C.; Marenssi, S.; Gómez O´Connell, M.; Ciccioli, P.; Tedesco, A.; Tripaldi, A. 2008. Arquitectura de sistemas fluviales anastomosados en ambientes semiáridos: Ejemplos de las Formaciones Toro Negro y Vinchina (Neógeno, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Argentina). *In* Reunión Argentina de Sedimentología, No. 12, Resúmenes: 95. Buenos Aires.

Limarino, C.O.; Ciccioli, P.L.; Marenssi, S.A. 2011. Análisis del contacto entre las formaciones Vinchina y Toro Negro, sus implicancias tectónicas (Sierra de Los Colorados, provincia de La Rioja). Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 17 (2): 113-132.

Mack, G.H.; James, W.C. 1994. Paleoclimate and the global distribution of paleosols. Journal of Geology 102: 360-366.

Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. Earth-Science Reviews 53: 149-196.

Makaske, B.; Smith, D.G.; Berendsen, H.J.A. 2002. Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. Sedimentology 49: 1049-1071.

Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer: 582 p. Berlin.

Nadon, G.C. 1994. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: Data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta Canada. Journal of Sedimentary Research 64B: 451-463.

Nanson, G.C.; Croke, J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. Geomorphology 4 (6): 459-486.

Nichols, G.J.; Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. Sedimentary Geology 195: 75-90.

Ramos, V.A. 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de Los Colorados (Provincia de La Rioja), Republica Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 359-382.

Ramos, V.A.; Cristallini, E.C.; Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences 15 (1): 59-78.

Ré, G.H.; Barredo, S.P. 1993. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48(3-4): 241-246.

Ré, G.H.; Vilas, J.F. 1990. Análisis de los cambios paleogeográficos ocurridos durante el Cenozoico tardío, en la región de Vinchina (provincia de La Rioja), a partir de estudios magnetoestratigráficos. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 11, Actas 2: 267-270. San Juan.

Reid, I.; Frostick, L.E. 1987. Flow dynamics and suspended sediment properties in arid zone flash floods. Hydrological Processes 1: 239-253.

Reinfelds, I.; Nanson, G. 1993. Formation of braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand. Sedimentology 40: 1113-1127.

Retallack, G.J. 1988. Field recognition of paleosols. *In* Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications (Reihardt, J.; Sigleo, W.; editors). Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20. Colorado.

Rodríguez Brizuela, R.; Tauber, A. 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno), departamento Vinchina, noroeste de la provincia de La Rioja, Argentina. Ameghiniana 43: 257-272.

Rossello, E.A.; Mozetic, M.E.; Cobbold, P.R.; de Urreizttieta, M.; Gapais, D. 1996. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). *In* Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas 2: 187-194. Buenos Aires.

Rust, B.R.; Legun, A.S. 1983. Modern anastomosing-fluvial in arid Central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. *In* Modern and ancient fluvial systems (Collinson, J.D.; Lewin, J.; editors). International Association of Sedimentologists, Special publication 6: 385-392. Oxford.

Sáez, A.; Anadón, P.; Herrero, M.J.; Moscariello, A. 2007. Variable style of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. Sedimentology 54: 367-390.

Sánchez Moya, Y.; Sopeña, A.; Ramos, A. 1996. Infill architecture of a non marine half-graben Triassic basin (central Spain). Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and Global Studies, 66: 1122-1136.

Slate, J.L.; Smith, G.A.;Wang, Y.; Cerling, T.E. 1996. Carbonate-paleosol genesis in the Pliocene-Pleistocene St. David Formation, southeastern Arizona. Journal of Sedimentary Research 66 (1): 85-94.

Slingerland, R.; Smith, N.D. 2004. River avulsions and their deposits. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 32: 257-285.

Smith, G.A. 1987a. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific Northwest, U.S.A. *In* Recent Developments in Fluvial Sedimentology (Ethridge, F.G.; Flores, R.M.; Harvey, M.A.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication 39: 217-229. Tulsa.

Smith, G.A. 1987b. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. Journal of Sedimentary Petrology 57: 613-629.

Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sequences. *In* Sedimentation in Volcanic Settings (Fisher, R.V.; Smith, G.A.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication 45: 109-121. Tulsa.

Smith, G.A. 2000. Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins. Basin Research 12: 399-411.

Suriano, J.; Limarino, C.O. 2009. Sedimentación pedemontana en las nacientes del Río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (3): 516-532.

Tabbutt, K.D.; Naeser, Ch.W.; Jordan, T.E.; Cerveny, P.F. 1989. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44 (1-4): 408-419.

Teruggi, M.E.; Mazzoni, M.M.; Spalletti, L.A.; Andreis, R.R. 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y Sistemática. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria 5: 36 p. Buenos Aires.

Tripaldi, A.; Limarino, C.O. 2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). Journal of South American Earth Sciences 19: 343-357.

Tripaldi, A.; Limarino, C.O. 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 15 (1): 43-66.

Tripaldi, A.; Net, L.; Limarino, C.; Marenssi, S.; Ré, G.; Caselli, A. 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 443-465.

Tunbridge, I. 1981. Sand high-energy flood sedimentation- some criterio of recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. Sedimentary Geology 28: 79-95.

Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina, provincia de La Rioja. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería 100: 81 p., Buenos Aires.

Vessell, R.K.; Davies, D.K. 1981. Non-marine sedimentation in an active forearc basin, *In* Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration (Ethridge, F.G.; Flores, R.M.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication 31: 31-45. Tulsa.

Wilson, I.G. 1972. Aeolian bedforms -their development and origin. Sedimentology 19: 173-210.

Willis, B.J. 1993. Ancient river systems in the Himalayan foredeep, Chinji Village area, northern Pakistan. Sedimentary Geology 88: 1-76.

Manuscript received: July 11, 2011; revised/accepted: October 20, 2011; available online: June 19, 2012.