

Sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Patquía (Pérmico) en el extremo sur de la sierra de Maz y cerro Bola, provincia de La Rioja, Argentina

Alberto T. CASELLI¹ y Carlos O. LIMARINO^{1,2}

¹Universidad de Buenos Aires, Dpto. Cs. Geológicas. Ciudad Universitaria, Pab. 2, (1428) Buenos Aires, Argentina. E-mail: acaselli@gl.fcen.uba.ar

^{1,2}CONICET y Universidad de Buenos Aires, Dpto. Cs. Geológicas. Ciudad Universitaria, Pab. 2, (1428) Buenos Aires, Argentina. E-mail: limar@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. En este trabajo se analizan las características sedimentológicas de la Formación Patquía en la Sierra de Maz y en el Cerro Bola (perfiles de cerro Guandacol, La Cortadera, cerro Noqués y cerro Bola), donde fueron reconocidas siete asociaciones de facies. La facies A está compuesta por aglomerados, brechas y conglomerados depositados en pequeños abanicos aluviales. Areniscas gruesas y conglomerados integran la facies B, la que fue probablemente depositada en planicies fluviales entrelazadas. La facies C incluye conglomerados y areniscas gruesas correspondientes a sistemas fluviales de baja sinuosidad. La facies D es la más extendida regionalmente y está compuesta por sabulitas, areniscas, pelitas y tobas, interpretadas como cursos fluviales de elevada sinuosidad. Un episodio de sedimentación eólica está registrado en la facies E, constituida por areniscas finas a medianas mostrando estratificación entrecruzada de gran escala. La facies F, areniscas y pelitas interestratificadas, fue depositada en lagos clásticos, someros y permanentes. La facies G incluye areniscas blanquecinas y pelitas rosadas, con intercalaciones de areniscas finas con estratificación entrecruzada de gran escala, sedimentadas en sistemas fluviales sinuosos con migración de dunas eólicas en las planicies. La composición modal de las areniscas permite identificar tres petrofacies. La *cuarzoféldica* representa el aporte del basamento de las Sierras Pampeanas. La *cuarzoféldítica* incluye fragmentos de volcanitas ácidas y mesosilícicas relacionadas a la faja volcánica Permo-Triásica ubicada al oeste. La *litomíxtica* está dominada por líticos sedimentarios y paleovolcánicos provenientes de la Precordillera. Finalmente, el análisis estratigráfico de las facies arriba descriptas permitió la identificación de dos secuencias depositacionales.

Palabras clave: *Paleoambiental, Pérmico, Cuenca Paganzo, Formación Patquía*

ABSTRACT. *Sedimentology and palaeoenvironmental evolution of the Patquía Formation (Permian), in the Sierra de Maz and cerro Bola, La Rioja Province, Argentina.* The sedimentological characteristics of the Patquía Formation in the Sierra de Maz and Cerro Bola areas were analyzed. Seven facies associations were recognized at four stratigraphical sections: Cerro Guandacol, La Cortadera, Cerro Noqués and Cerro Bola. Facies A is composed of agglomerates, breccias and conglomerates, deposited in small alluvial fans. Coarse sandstones and conglomerates of facies B were probably deposited in braided fluvial plains. Facies C comprises conglomerates and coarse sandstones from low to moderate sinuosity rivers. The most widespread association is facies D that consists of very coarse sandstones, fine sandstones, mudstones and tuffs. These rocks are interpreted as originating from high sinuosity channel migration across broad alluvial plains. Eolian sedimentation is registered in facies E composed of very fine to medium cross-bedded sandstones. Interbedded mudstones and fine sandstones (facies F) are interpreted as deposited in a shallow permanent lake dominated by clastic sedimentation. Facies G consists of white sandstone and pink mudstone, with minor proportions of large-scale, cross-bedded fine sandstone. It was deposited by low to moderate sinuosity fluvial systems on well-developed alluvial plains with isolated eolian dunes. Modal compositions of the sandstones revealed three petrofacies. The *cuarzoféldica* petrofacies represents the provenance of the Sierras Pampeanas basement. The *cuarzoféldítica* petrofacies includes important amounts of acid and mesosilicic volcanic clasts related to the Permo-Triassic volcanic belt. The *litomíxtica* petrofacies shows high proportions of sedimentary and palaeovolcanic rock fragments from the Precordillera area. Stratigraphical analysis of the Patquía Formation allows recognition of two depositional sequences, SDi (lower) and SDs (upper). Stratigraphical analysis of the Patquía Formation allows recognition of two depositional sequences, SDi (lower) and SDs (upper).

Key words: *Paleoenvironment, Permian, Paganzo Basin, Patquía Formation*

Introducción

Sobre la ladera sudeste de la sierra de Maz, provincia de La Rioja, se extiende una faja de estratos rojos tradicionalmente asignada al Pérmico (Formación Patquía, "Paganzo II") por Frengüelli (1944), de Alba (1954), Andreis (1969), Teruggi *et al.* (1969), Andreis

et al. (1975) y Spalletti (1979) entre otros. En los últimos años nuevos datos acerca de la estratigrafía de estas rocas, en particular en lo que se refiere a las exposiciones en los alrededores del cerro Noqués y la quebrada de la Cortadera, han producido modificaciones sustanciales en las divisiones litoestratigráficas aceptadas para esta región (Caselli y Limarino 1993;

Caselli 1994; Caselli 1998a). En este sentido el hallazgo de una discordancia dentro de niveles clásicamente asignados a la sección superior del Grupo Paganzo ha obligado a reconsiderar la estratigrafía del área. Dicha discordancia separa claramente dos unidades litoestratigráficas, la inferior correspondiente a la Formación Patquía y la superior equivalente con la Formación Talampaya (véase Caselli 1998a).

La región estudiada presenta características particulares con excelentes afloramientos neopaleozoicos y triásicos, que muestran un registro sedimentario lo bastante completo como para constatar los principales eventos geológicos. En este sentido, este trabajo, desea aclarar la estratigrafía del área mediante un mapa geológico de la sierra de Maz y el cerro Bola (Fig. 1), además de efectuar precisiones sobre las relaciones estratigráficas, evolución paleoambiental y composición de la Formación Patquía en este sector, correspondiente al ámbito central de la cuenca Paganzo.

Ubicación y sinopsis estratigráfica

La zona de estudio se encuentra ubicada en las Sierras Pampeanas Noroccidentales extendiéndose los afloramientos entre las localidades de Guandacol y Villa Unión (Fig. 1).

La constitución geológica del área es mostrada en la figura 1. Sobre un basamento metamórfico precámbrico se apoya una espesa sucesión sedimentaria integrada por rocas del Paleozoico superior y Triásico. Las rocas de basamento (Formación Espinal, Turner 1964) conforman el núcleo de la sierra y están compuesta por filitas, distintos tipos de esquistos, gneises, anfíbolitas y calizas metamórficas, intruidas por diques pegmatíticos. Sobre esta unidad se apoyan las sedimentitas del Grupo Paganzo (Bodenbender 1911; Azcuy y Morelli 1970), constituidas en la región por las Formaciones Guandacol, Tupe y Patquía. En el cerro Guandacol, la base del Grupo no se apoya directamente sobre el basamento, sino que lo hace en discordancia sobre sedimentitas del Carbonífero inferior (?) incluidas en la Formación Aguas Blancas (Pazos 1993). En el cerro Bola la relación es similar, ya que la unidad más antigua, localizada en el núcleo del anticlinal que forma el cerro, corresponde a sedimentitas y andesitas alteradas aquí referidas a la Formación Aguas Blancas. En el resto de la sierra, la Formación Guandacol (Frengüelli 1944; Cuerda 1965), se apoya en discordancia litológica sobre las rocas del basamento. Esta unidad comprende no menos de 500 m de areniscas y pelitas gris verdosas (a menudo carbonosas) y suele mostrar en su tercio inferior niveles diamictíticos. Sobre ella se dispone la Formación Tupe (Frengüelli 1944; Cuerda 1965, Andreis y Arrondo 1974), compuesta por conglomerados y areniscas, gris blanquecinas, con intercalaciones de lechos carbonosos. Rematan-

do la sección neopaleozoica se encuentra la Formación Patquía (Frengüelli 1944; Cuerda 1965), una típica secuencia de bancos rojos integrada por conglomerados, areniscas y pelitas de edad pérmica (Limarino y Césari 1987).

En discordancia angular sobre la Formación Patquía se apoyan sedimentitas y volcanitas asignadas a la Formación Talampaya (Romer y Jensen 1966, Fig. 1), de edad triásica temprana, principalmente formadas por areniscas y pelitas rojas. Si bien las volcanitas han sido ubicadas en el Triásico (Andreis 1969), las sedimentitas no fueron diferenciadas en anteriores esquemas y han sido mapeadas conjuntamente con la Formación Patquía (de Alba 1954, Teruggi *et al.* 1969, Andreis *et al.* 1975, Spalletti 1979, entre otros). Sin embargo la existencia de una discordancia angular, expuesta en las inmediaciones del cerro Noqués (Caselli y Limarino 1993; Caselli 1998a), permite separar ambos conjuntos y extender al ámbito de la sierra de Maz los afloramientos de la Formación Talampaya. Sobre esta última se disponen en discordancia erosiva los estratos rojos correspondientes a la Formación Tarjados (Romer y Jensen 1966), formada por areniscas, pelitas y conglomerados, con volcanitas en la base (Fig. 1).

Por último, las rocas más jóvenes reconocidas en el área son las unidades que conforman el Grupo Agua de la Peña (Bossi 1971) y la Formación Cerro Rajado (Stipanovic y Bonaparte 1972, 1979). El primer grupo, de edad triásica media a superior, incluye a las Formaciones Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados, compuestas por pelitas, areniscas desde gruesas a finas y niveles tobáceos. La Formación Cerro Rajado, de posible edad cretácica inferior, está constituida por pelitas y areniscas muy finas rojas con intercalaciones de yeso.

Relaciones estratigráficas de la Formación Patquía

La Formación Patquía aflora sobre la ladera sur de la sierra de Maz y como una delgada faja en el flanco noroeste del cerro Punta Colorada y la sierra Colorada, hasta las proximidades del cerro Noqués (Fig. 1). Los mayores espesores se registraron en el perfil del cerro Guandacol (1090 m, perfil 1, Fig. 2), adelgazándose hacia el nordeste (345 m en quebrada del Taco y 50 m en quebrada de La Cortadera, ver perfil 3, Fig. 2). En el cerro Noqués aumenta su potencia alcanzando 220 m de espesor (perfil 4, Fig. 2). Otros afloramientos de la unidad se observan en el cerro Bola, flanqueando el braquianticlinal, con un espesor no mayor a los 180 metros (perfil 2, Fig. 2). Los asomos de la Formación Patquía no constituyen sucesiones completas, debido a que se hallan interrumpidos por la discordancia angular que marca la base de la Formación Talampaya, responsable del acortamiento de

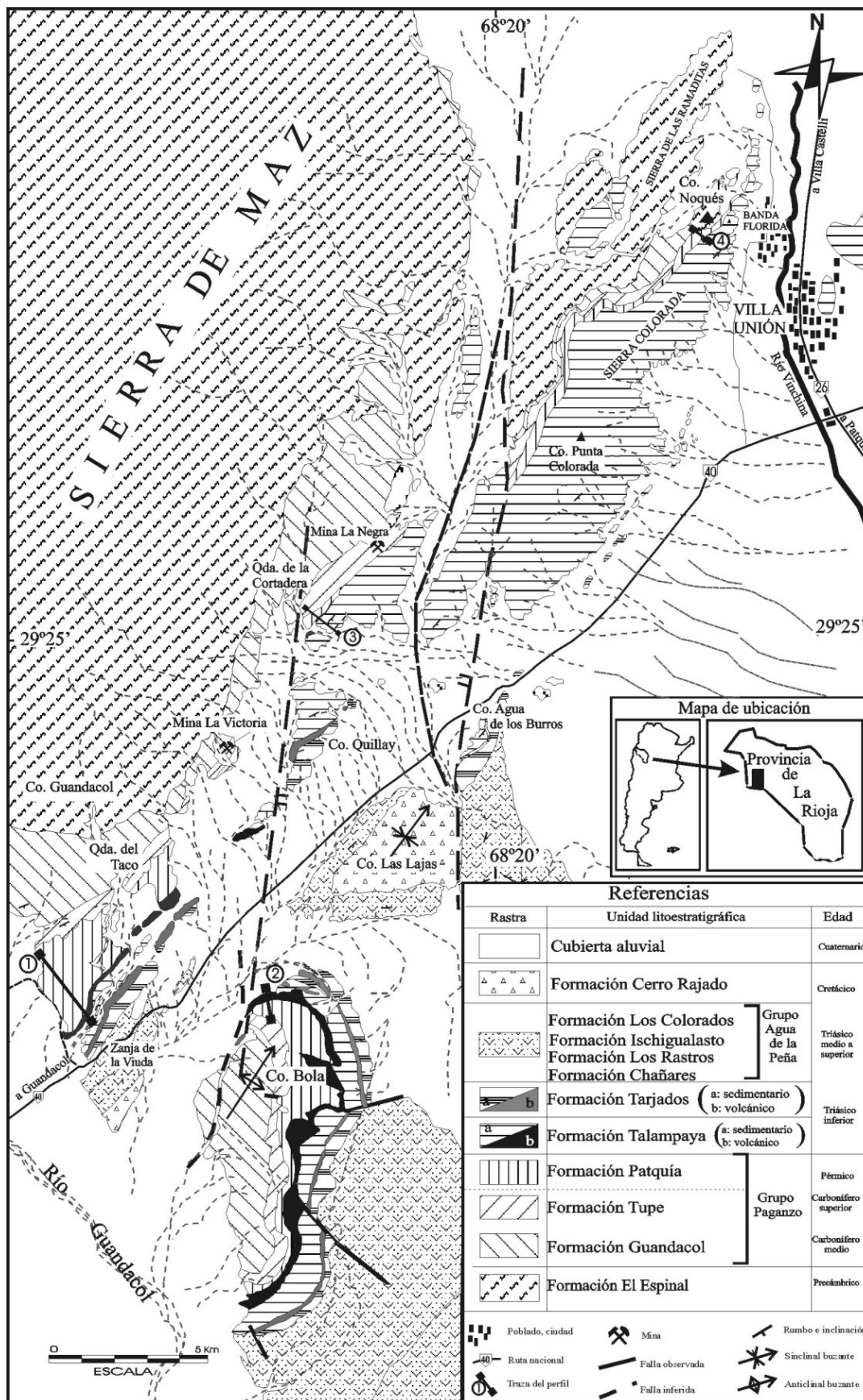


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación del extremo sur de la sierra de Maz y el cerro Bola, provincia de La Rioja. Modificado de Caselli (1998a).

espesor hacia la región noreste. Esta discordancia es de carácter regional y probablemente corresponde a la Fase Amancaesca en el sentido de Aceñolaza y Toselli (1981).

La relación existente entre las Formaciones Tupe y Patquía es la que ha suscitado mayores controversias. Por un lado algunos autores destacaron relaciones discordantes entre estas dos unidades (Amos y Zardini 1963 y Parker 1974), pero por el otro, un buen número de investigadores consideraron al pasaje concordante y transicional (Bodenbender 1911, Frengüelli 1944, Azcuy y Morelli 1970, de Alba 1954 y Limarino 1985), aunque aceptando probables discordancias locales en sectores marginales de la cuenca. El análisis del desarrollo regional de esta superficie y su significado tectónico debe ser analizado con cautela. Caselli y Limarino (1993) presentaron una transecta correspondiente a una porción de la sierra de Maz y cuyo análisis permite advertir el carácter de la discordancia angular. Esta superficie, bien marcada en el cerro Noqués, disminuye rápidamente su expresión hacia el cerro Punta Colorada, y es inexistente en las zonas de las minas La Victoria y La Negra donde el contacto se resuelve en forma concordante (véase figura 4 en Caselli y Limarino, 1993). En el cerro Bola la Formación Patquía se dispone en concordancia sobre la Formación Tupe, donde, por encima de depósitos fluviales con planicies carbonosas y niveles de paleosuelos de esta última unidad, sobreviene un conjunto de bancos conglomerádicos finos, arenosos y pelíticos rojos muy silicificados. Este nivel silicificado alcanza en algunos puntos hasta 4 m de espesor y muestra pedotúbulos rellenos por calcita y cuarzo, poros rellenos, micronódulos y esferulitas de óxidos de hierro (Limarino y Caselli 1995). Estas características sugieren que los niveles de silicificación constituyen depósitos de silcretos edáficos (Limarino y Caselli 1995), cuya formación podría haberse favorecido durante largos períodos de baja tasa de sedimentación, y reflejarían indirectamente la existencia de la discordancia en los sectores alejados de los márgenes cuencales (Kraus y Bown 1986, Vera Torres 1994).

En síntesis, se infiere una discordancia erosiva entre las secciones inferior y superior del Grupo Paganzo, sólo visible en sectores de borde de cuenca. Hacia el interior de las áreas depositacionales la angularidad se pierde muy rápidamente, y la superficie de discordancia se transforma en una de paraconcordancia correlativa donde abundan los niveles de silicificación. En lo que respecta a la antigüedad de estos movimientos, la discordancia del cerro Noqués es aquí ubicada próxima al límite Carbonífero-Pérmico. Esta superficie se dispone sobre lechos de carbón con restos fósiles pertenecientes a la Zona NBG del Carbonífero superior (Césari 1985) y es cubierta por estratos rojos, con restos de glossopteridales, atribuidos al Pérmico inferior (Limarino y Césari 1987).

Respecto a las relaciones estratigráficas de la Formación Patquía con las unidades sobreyacentes, la discordancia angular que la separa de basaltos triásicos fue tratada únicamente en el área del cerro Guandacol y en el cerro Bola (Bodenbender 1911; Frengüelli 1944; De la Mota 1946, de Alba 1954, Andreis 1969, Andreis *et al.* 1975, Spalletti 1979). Por otro lado, y en lo que respecta a los términos sedimentarios de la Formación Talampaya ya ha sido mencionada la existencia de una discordancia angular (Andreis 1969, Caselli y Limarino 1993; Caselli 1998a). Las observaciones realizadas en la quebrada de La Cortadera (Caselli 1994, 1998a), permitieron concluir que esta superficie de disconformidad sería coincidente con la base de los depósitos volcánicos - conglomerádicos aflorantes en los cerros Guandacol y Bola.

Análisis de facies

La Formación Patquía es una típica sucesión de bancos rojos que se extiende arealmente en vastos sectores de las Sierras Pampeanas y Precordillera. En la región de la sierra de Maz esta unidad fue estudiada desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico por Teruggi *et al.* (1969), Andreis *et al.* (1975) y Spalletti (1979), entre otros. Modificaciones sustanciales en la estratigrafía del área (Caselli y Limarino 1993; Caselli 1994; Caselli 1998a) dieron lugar al presente trabajo.

Para el análisis paleoambiental de la Formación Patquía, se levantaron tres perfiles de detalle en la sierra de Maz (cerro Guandacol, quebrada de La Cortadera y cerro Noqués) y uno en el cerro Bola (Fig. 2). Mediante el estudio de estas secciones se han reconocido siete asociaciones de facies (Cuadro 1), en su mayor parte de origen fluvial (asociaciones de facies A, B, C, D y G) y en menor medida eólico (asociaciones de facies E) y lacustre (asociaciones de facies F). Estas asociaciones no son correlacionables con unidades litoestratigráficas, ya que no presentan la misma posición en las distintas secciones donde se las ha analizado e incluso pueden ser recurrentes. En cada caso, se reconocieron y estudiaron sus principales litofacies (Cuadro 2), siguiendo con modificaciones menores el esquema propuesto por Miall (1996). En lo que respecta a la geometría de los cuerpos sedimentarios se los ha dividido en: (1) lenticulares con relación L/E (extensión lateral/espesor) menor a 30; (2) lentiformes con relación L/E entre 30 y 100 y (3) tabulares donde la relación L/E mayor 100.

Asociación de facies A (AF-A)

Esta asociación está compuesta por aglomerados, brechas y conglomerados entre los que se intercalan areniscas gruesas a medianas (Fig. 2b perfil 4, Fig. 3).

Cuadro 1: Asociaciones de facies de la Formación Patquía reconocidas en el área de estudio.

Asoc. de facies	Composición litológica	Interpretación paleoambiental
AF-A	Sucesiones caóticas de aglomerados, brechas y conglomerados con intercalaciones de areniscas gruesas a medianas	Abanicos aluviales
AF-B	Sucesión de areniscas gruesas a medianas con intercalaciones de cuerpos lenticulares a lentiformes de conglomerados polimícticos medianos a finos de color verdoso.	Sistema fluvial multicanalizado, de baja sinuosidad y tipo de transporte mixto
AF-C	Potentes paquetes compuestos de litosomas lenticulares de sabulitas, conglomerados finos y areniscas gruesas, con escasas intercalaciones de areniscas finas y pelitas rojas	Sistema fluvial dominado por canales de moderada a baja sinuosidad con escasa preservación de las planicies de inundación
AF-D	Cuerpos lentiformes de sabulitas y areniscas gruesas de color gris rosado que se intercalan en potentes paquetes de pelitas rojas con intercalaciones de areniscas finas	Sistema fluvial constituido por canales sinuosos con carga de lecho conglomerádica-sabulítica, y planicies aluviales muy extendidas que incluyen cuerpos de agua someros.
AF-E	Sucesión monótona de areniscas medianas y finas que muestran sets con estratificación entrecruzada de gran porte	Mar de arena eólico (dunas e interdunas)
AF-F	Sucesiones alternantes de delgados bancos tabulares de pelitas y areniscas finas a medianas	Cuerpos de agua someros y planicies arenosas adyacentes
AF-G	Litosomas tabulares de areniscas blanquecinas alternantes con pelitas moradas y pelitas con yeso.	Sistema fluvial con canales de moderada a alta sinuosidad dominados por carga de lecho arenosa

Presenta escasa extensión lateral, aflorando a lo largo del valle del río Noqués con un espesor máximo de 220 m, acunándose rápidamente hacia el sur, hasta desaparecer en el cerro Punta Colorada. El contacto basal es claramente erosivo y discordante, apoyándose alternativamente sobre las Formaciones Tupe, Guandacol y directamente sobre el basamento metamórfico (Formación El Espinal). Si bien Andreis *et al.* (1975) ubicaron a esta asociación en el techo de la Formación Tupe (denominándola litofacies 4) es aquí reubicada en la Formación Patquía por su carácter erosivo, disponerse por encima de la discordancia descrita y mostrar un importante cambio en la energía del medio (Caselli y Limarino 1993, Caselli 1998a).

Se trata de una sucesión grano y estrato decreciente con predominio de psefitas (Fig. 2b perfil 4 y Fig. 3). En la base dominan los cuerpos de geometría tabular a lentiformes, de aglomerados, brechas y conglomerados. Éstos últimos, resultan tanto clasto como matriz sostenidos, de aspecto caótico, macizos (Gcm, Gmm), con imperfecta laminación horizontal (Gh) o gradados (Gcg). Los clastos mayores pueden alcanzar diámetros de hasta 0,80 m y su composición es mayoritariamente metamórfica, dominando esquistos, gneises, calizas metamórficas, etc.) provenientes del basamento local (Formación El Espinal, véase también Andreis *et al.* 1975). Al ascender en el perfil se hacen frecuentes los cuerpos canalizados, de base erosiva, geometría lenticular y naturaleza multi-episódica (Fig. 2b perfil 4 y Fig. 3), formados por

conglomerados y brechas (clasto sostén) con clastos de hasta 0,20 m de diámetro máximo. Los canales muestran en su base conglomerados macizos (Gcm) o con gradación directa (Gcg), a los que siguen niveles con estructuras entrecruzadas (Gp, Gt y St) u horizontal (Gh y SGh) que rematan con areniscas finas con laminación ondulítica (Src). Canales menores areno-conglomerádicos se asocian a los previamente descritos.

Finalmente, se presentan capas tabulares a lentiformes de arenisca y areniscas guijarrosas con estratificación horizontal (SGh, Sh) o macizas (Sm), las que se asocian a areniscas con laminación ondulítica o muy escasas pelitas laminadas (Src, Fl). A menudo estos depósitos son disectados por los cuerpos canalizados descritos anteriormente aunque de granulometría arenosa.

Las paleocorrientes de esta asociación son variables aunque muestran cierta tendencia a concentrarse en dirección E y SE. Lo dicho es avalado por la composición de los clastos que indican una proveniencia local de la sierra de Maz.

Interpretación: Debido a la importante participación de brechas y conglomerados gruesos, el aspecto caótico y macizo de buena parte de los bancos, la proveniencia local de los clastos y el ordenamiento estrato y granodecreciente del conjunto, esta asociación es interpretada, coincidiendo con Andreis *et al.* (1975), como depósitos de abanicos aluviales (Rust y Koster, 1984 y Blair y Mc Pherson, 1994). La suce-

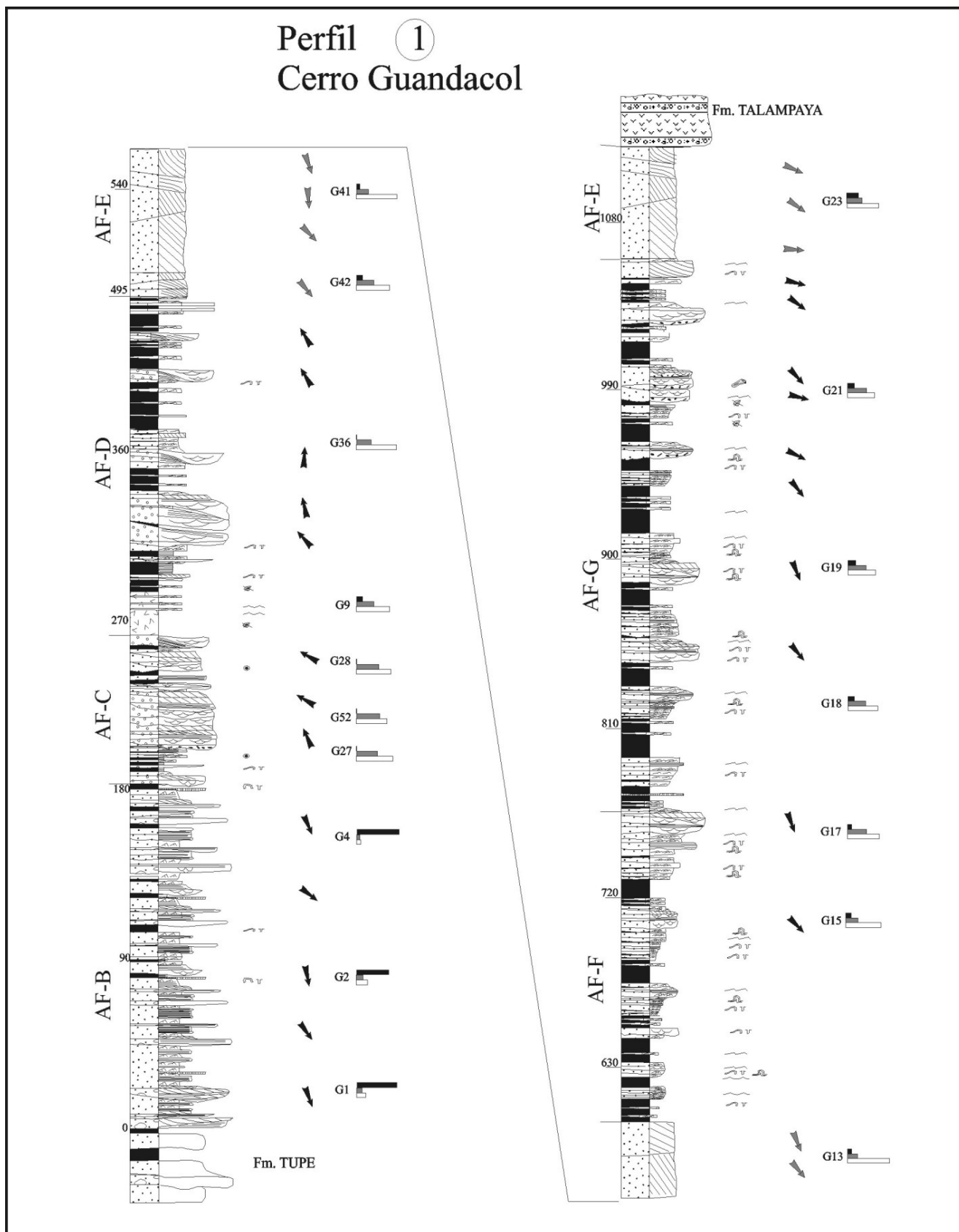
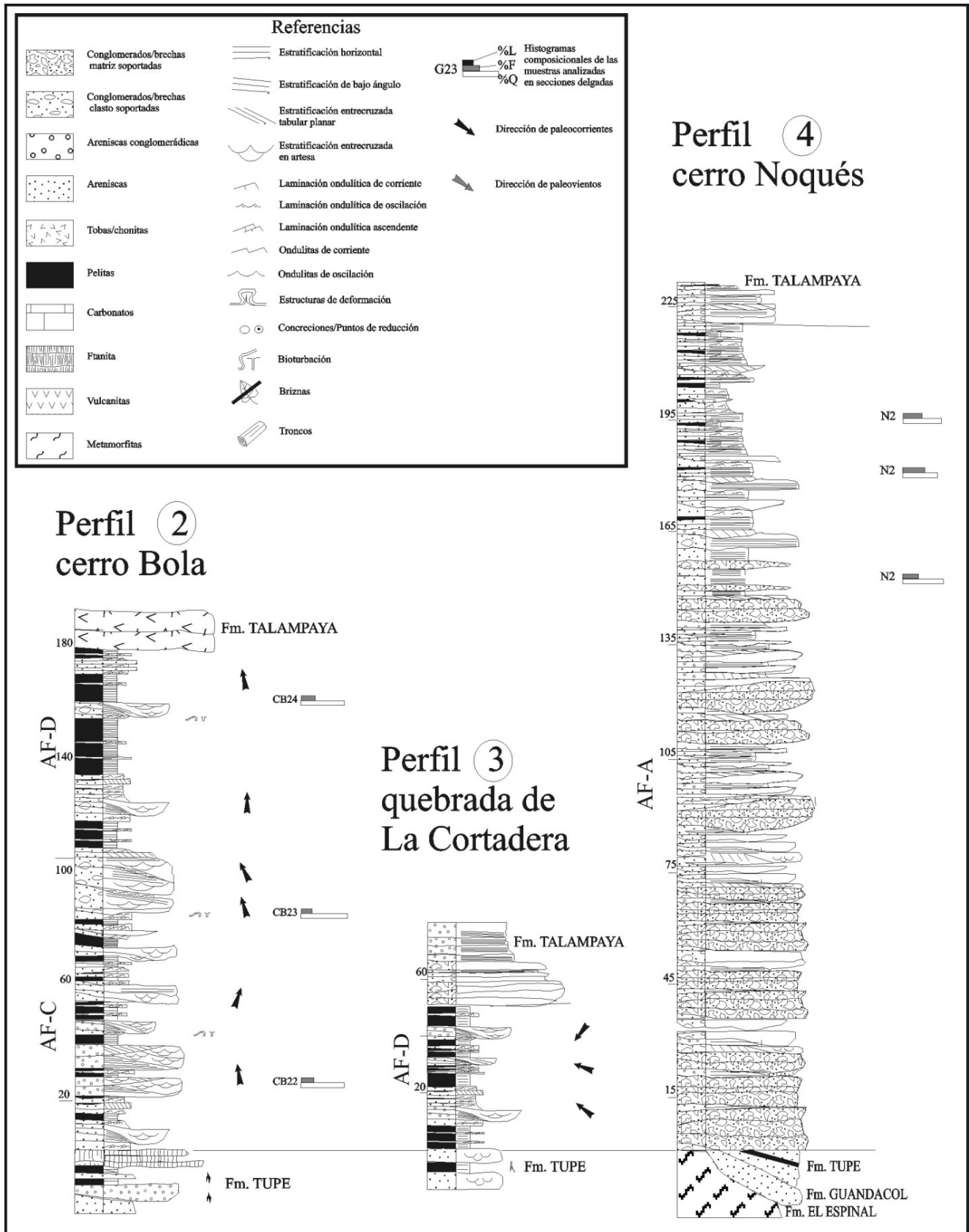


Figura 2: Perfiles columnares de la Formación Patquía levantados en los cerros Guandacol, Bola, Noqués y quebrada de La Cortadera, en los que se incluyen direcciones de paleocorrientes y muestras analizadas al microscopio. La ubicación de las trazas de los perfiles han sido marcadas en la figura 1.



Cuadro 2: Códigos y descripciones de las litofacies utilizadas en este trabajo.

Código	Litofacies
Gcm	Conglomerado/brecha clasto-soportado macizo
Gmm	Conglomerado/brecha matriz-soportado macizo
Gmg	Conglomerado/brecha matriz-soportado gradado
Ggi	Conglomerado con estratificación gradada inversa
Ggd	Conglomerado con estratificación gradada directa
Gp	Conglomerado con estratificación cruzada tabular planar
Gh	Conglomerados con estratificación horizontal
Gt	Conglomerado con estratificación cruzada en artesa
GI	Conglomerados intraformacionales
SGp	Areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada tabular planar
SGt	Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa
SGh	Areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal
SGl	Areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada de bajo ángulo
Sm	Areniscas macizas
Sp	Areniscas con estratificación cruzada tabular planar
St	Areniscas con estratificación cruzada en artesa
Sh	Areniscas con estratificación horizontal
Sl	Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo
Ss	Arenisca con estructuras de corte y relleno
Src	Arenisca con laminación ondulítica de corriente
Src _a	Arenisca con laminación ondulítica de corriente ascendente
Srw	Arenisca con laminación ondulítica de oscilación
Fl	Pelita laminada
Fm	Pelita maciza
Tr	Toba/tufita con laminación ondulítica
Tm	Toba/tufita maciza
Th	Toba/tufita laminada
L	Caliza con o sin bioturbación vegetal
Y	Yeso laminar o nodular
F	Ftanita con o sin bioturbación vegetal

sión grano y estratodecreciente, correspondería a sectores proximales (cabeceras), medios (cuerpo) y distales (pie) respectivamente del abanico aluvial, según la nomenclatura propuesta por Bluck (1967) y Colombo (1989).

Teniendo en cuenta la limitada participación de flujos densos viscosos, la existencia de cuerpos canalizados conglomerádicos con frecuentes estructuras entrecruzadas, la falta de superficies de migración lateral y de depósitos finos de cuenca de inundación, esta asociación correspondería a abanicos aluviales entrelazados (*braided alluvial fan*) de Stanistreet y McCarthy (1993) o a los *stream flow-dominated fans* de Nemec y Postma (1993). En particular, flujos de gravedad no viscosos parecen estar representados en las litofacies Gmm, Gcm y Gcg. Durante la etapa inicial de estos flujos, la gradación inversa (Gcg) se formaría debido a presión dispersiva originada por el

impacto de los clastos entre sí, o incluso al arranque de bloques por cizalla (Colombo, 1989). Seguidamente las litofacies Gmm y Gcm se tratarían de flujos hiperconcentrados (Beverage y Culbertson 1964, Smith y Lowe 1991), no viscosos, en los que la alta concentración de partículas condicionó un comportamiento mas bien masivo antes que tractivo.

Los canales multiepisódicos corresponderían a depósitos de corrientes tractivas canalizadas (*stream flood*) como las descritas por Steel (1974), Collinson (1986) y Colombo (1989), donde la ciclicidad descripta (Gcm@Gp/Gt@Gh/St) es originada por la formación de pequeñas barras. La aparición de conglomerados con gradación directa pueden ser interpretada como un típico depósito de canal formado en condiciones de progresiva merma de las corrientes, al ir produciendo la colmatación de los cursos. En el caso particular de los conglomerados clasto soportados macizos, con bajo contenido de matriz, podrían corresponder a depósitos de lóbulo gravoso (Hooke 1967) originados por súbita infiltración del agua (*sieve deposits*).

Finalmente, los paquetes tabulares a lentiformes areno-conglomerádicos asociado a los canales (SGh, Sh y Sm), representarían sedimentación por corrientes no encauzadas en forma de creciente en manto (*sheet flood*) durante los períodos de alta descarga.

Asociación de Facies B (AF-B)

Está compuesta fundamentalmente por areniscas gruesas a medianas de color morado a morado-verdoso, presentando como rasgo distintivo intercalaciones lenticulares gruesas de ortoconglomerados polimícticos medianos a finos. Esta asociación se encuentra representada únicamente en el extremo sur de la sierra de Maz, aflorando en el perfil del cerro Guandacol (Fig. 2b perfil 1) con un espesor de 190 metros, acunándose hacia el nordeste y desapareciendo entre las quebradas del Taco y Agua de la Zorra (Andreis *et al.* 1975). Esta asociación de facies se apoya sobre las sedimentitas de la Formación Tupe y es cubierta en rápida transición por las sabulitas, areniscas y pelitas rojas de la AF-C (Fig. 2a). La composición de los clastos de la fracción gruesa es principalmente de cuarcitas, areniscas verdosas, volcanitas epidotizadas, esquistos y filitas bien redondeados. Andreis *et al.* (1975) interpretaron a estas rocas como pertenecientes a la Formación Tupe (litofacies 3) pero aquí son reubicadas en la Formación Patquia principalmente por mostrar un importante cambio composicional y de la energía del medio que lo depositó (Caselli 1998a).

Se trata de una sucesión granodecreciente de origen fluvial, cuyas litofacies pueden agruparse en dos conjuntos principales. Por un lado, los conglomerados y areniscas que conforman depósitos de canal, y por otro

areniscas finas y pelitas que corresponderían a áreas de intercanal (Fig. 3, Fig. 4a).

Los canales muestran geometría lenticular a lentiforme, con arreglos multiepisódicos y granodecrecientes. En su base, y sobre una superficie fuertemente erosiva, se disponen conglomerados clasto soportados macizos (Gcm), cubiertos por otros con capas horizontales (Gh) o con estructuras entrecruzadas planares (Gp). Estos canales rematan con areniscas con estratificación entrecruzada planar y en artesa (Sp y St).

Por su parte, los depósitos de intercanal, que constituyen aproximadamente el 60% de la asociación, conforma cadenas del tipo Sh®Src®Fl, aunque frecuentemente suele faltar el término Fl, probablemente por descabezamiento debido a erosión. El espesor de cada ciclo elemental varía entre 20 y 40 cm, siendo muy frecuente que estos ciclos se apilen verticalmente conformando sucesiones, muy tabulares, de varios metros de desarrollo vertical interpuestos entre elementos de canal.

Las escasas estructuras direccionales que presentan los canales y las irregularidades erosivas basales tienden a indicar que la paleocorriente era hacia el cuadrante E-SE (Fig. 2a perfil 1).

Interpretación: Es muy probable que la asociación de facies aquí tratada se halla originado en sistemas fluviales multicanalizados, de baja sinuosidad y tipo de transporte mixto. Una característica propia de este sistema es la importante participación de depósitos de interfluvio asociados a canales relativamente fijos o que sufrían escasa migración lateral.

Los canales presentan una superficie de erosión bien marcada sobre la que se concentra el material más grueso como depósitos residuales (Gcm) o núcleos de barras (Gh y Gcm, Hein y Walker 1977). Los conglomerados con estructuras entrecruzadas (Gp) resultarían del crecimiento de barras gravosas de baja sinuosidad. En este contexto, las areniscas con estratificación entrecruzada (Sp y St), que se sobreponen a los niveles conglomerádicos, provendrían de la migración de formas de lecho arenosas bi y tridimensionales en la parte superior de las barras (Miall 1977, 1978).

Los depósitos de interfluvio, de geometría tabular y formados por cadenas cortas y granodecrecientes del tipo Sh®Src®Fl resultarían de episodios de desbordamiento. En particular la falta de arenisca con estratificación entrecruzada tabular o en artesa, refleja probablemente la escasa profundidad de las crecientes que no favoreció la generación de dunas u ondas de arena en las áreas de intercanal.

Las características del sistema fluvial, unida a la geometría de la asociación (acuñamiento hacia el NE) y la existencia de abundantes clastos líticos, provenientes de la Precordillera, hacen suponer que estos depósitos pueden resultar secciones distales de abanico aluvial (o pie interno de abanico en el sentido de

Colombo, 1989), transicionales a sistemas entrelazados, con interfluvios arenosos bien desarrollados y baja migración lateral de canales.

Asociación de Facies C (AF-C)

Su presencia ha sido registrada en el extremo sur de la sierra de Maz y en el cerro Bola. Está compuesta por cuerpos lentiformes a tabulares de sabulitas, conglomerados finos y areniscas gruesas de color gris rosado, que se intercalan con areniscas finas y pelitas de color rojo ladrillo (Fig. 2 y Fig. 3). Usualmente se apoya sobre la Formación Tupe o como puede observarse en el cerro Guandacol sobre la asociación Pb, con un espesor de 50 a 60 m según la localidad (Fig. 2).

Esta asociación se caracteriza por dos sistemas de acumulaciones principales (Fig. 3). Por un lado los depósitos de relleno de canal, de carácter sabulítico hasta conglomerádico fino, y por el otro, los de fangolitas y areniscas finas de planicie aluvial.

Los primeros son los más abundantes y conforman complejos de canales de geometría lentiforme a tabular, compuestos por sabulitas, conglomerados finos y areniscas arcósicas, de color rosado claro. Es frecuente que los canales se amalgamen lateral y verticalmente, siendo comunes las superficies de acreción lateral (Fig. 4b). Cada complejo de canal puede alcanzar espesores de hasta 30 m y se encuentran limitados por superficies erosivas de moderado a alto relieve. En lo que respecta a cada unidad de canal muestran también superficies erosivas, pero de menor relieve relativo, sobre las que se disponen conglomerados intraformacionales (Gi), sabulitas y conglomerados finos extraformacionales macizos (Gcm), entrecruzados (Gt, Gp) o con estratificación horizontal (Gh). Finalmente, la parte superior de los canales está formada por areniscas con estructuras entrecruzadas (Sp, St) o capas macizas (Sm).

Un rasgo particular es la presencia de litosomas limitados por superficies de migración lateral, compuestos por areniscas guijarrosas y areniscas gruesas con estructuras entrecruzadas (SGp, Sp), con capas frontales orientadas en forma oblicua o perpendicular a los canales.

Las sucesiones de planicies de inundación (Fig. 3) alcanzan mayor importancia hacia los términos superiores de la asociación de facies. Están caracterizados por dos tipos principales de depósitos: (i) con sedimentación por decantación dominante, y (ii) por acumulación de carga tractiva. El primero, con potencias de hasta 0,80 m está formado principalmente por pelitas macizas (Fm) y laminadas (Fl) en las que son frecuentes los niveles moteados. El segundo tipo, consiste de pequeños paleocanales asociados a litosomas lentiformes, de arreglo granocreciente, de areniscas con estratificación entrecruzada de pequeño espesor

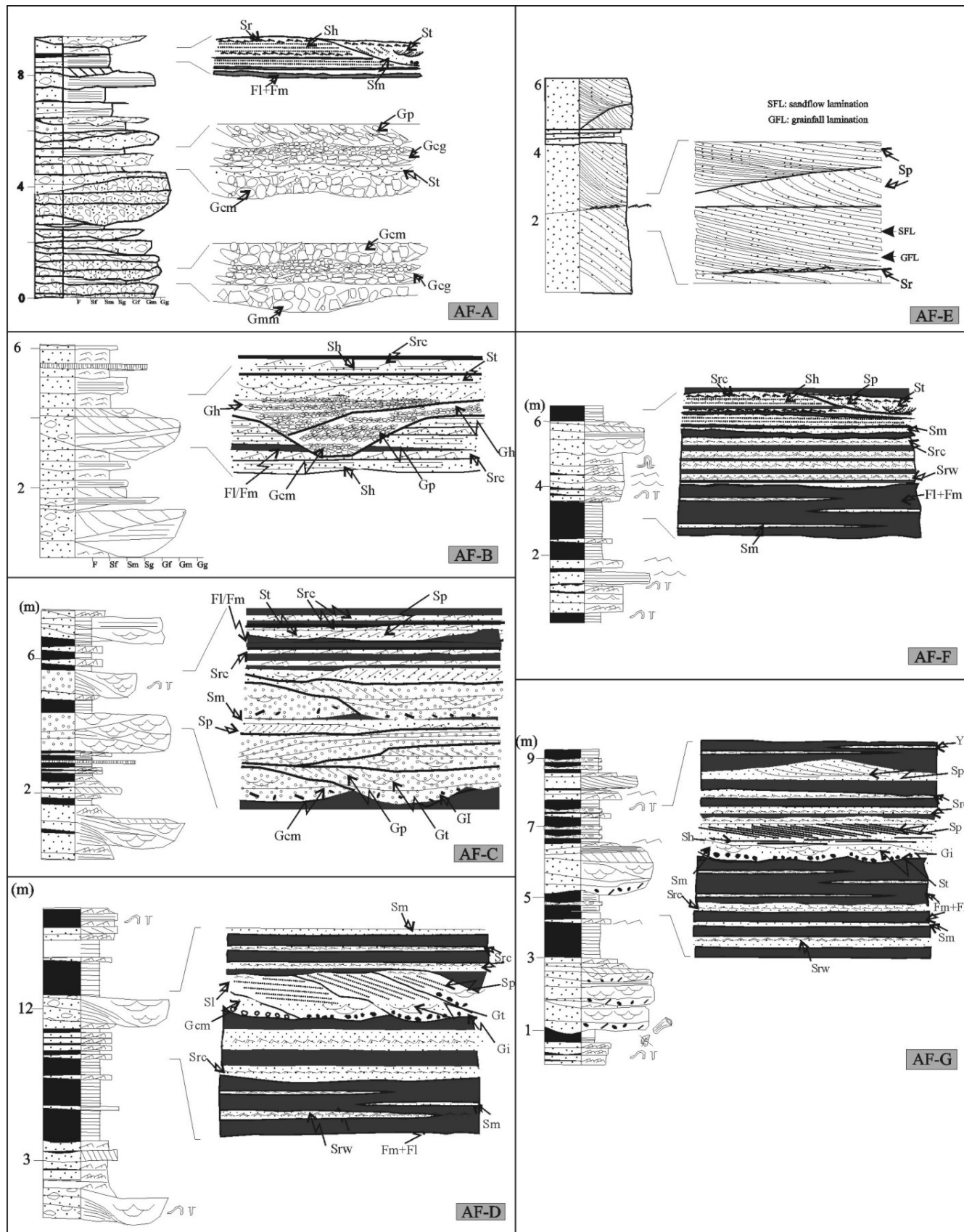


Figura 3: Perfiles esquemáticos de las distintas asociaciones de facies. Las referencias son las mismas de la figura 2 y el código de litofacies del cuadro 2.

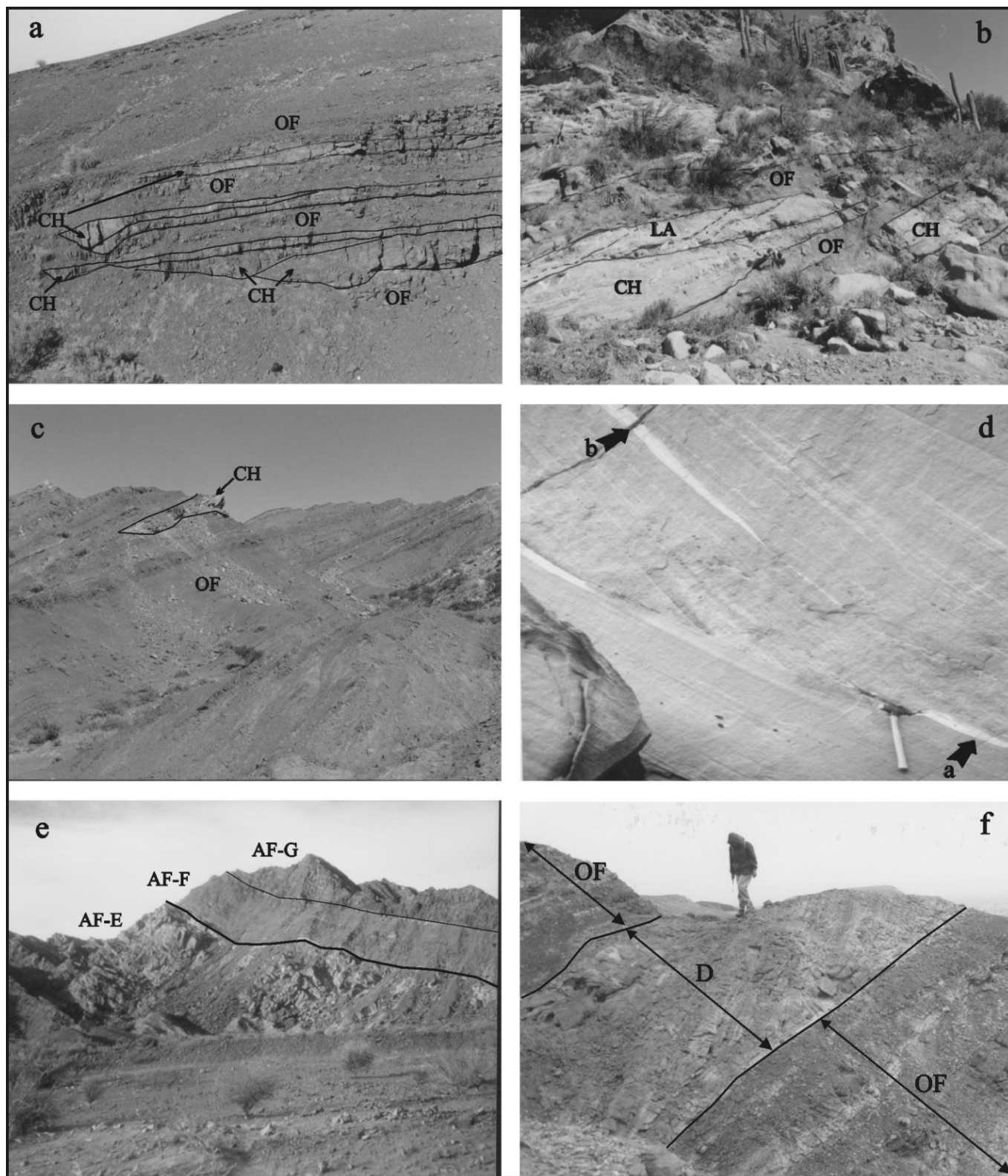


Figura 4: **a**, aspecto de la asociación de facies B mostrando la arquitectura de los depósitos de canal (CH) y planicie de inundación (OF); **b**, depósitos de barras laterales, correspondiente a la asociación de facies C, mostrando superficies de migración lateral (LA); **c**, afloramientos de la asociación de facies D mostrando depósitos lenticulares de canal (CH) inmersos en potentes sucesiones de planicie de inundación (OF); **d**, detalle de las eolianitas de la asociación de facies E, nótese depósitos de avalancha de grano (a y b) que se acúan progresivamente hacia la base del *set*; **e**, vista general de los contactos entre las asociaciones de facies E, F y G. La línea gruesa señala el límite entre las dos secuencias depositacionales reconocidas en la Formación Patuía; **f**, aspecto de los depósitos de planicie de inundación (OF) de la asociación de facies G donde se observan intercalaciones arenosas correspondientes a dunas eólicas (D).

(Sp, St), seguidas por niveles con laminación ondulítica de corriente (Src).

Las paleocorrientes que se han determinado en esta asociación son consistentes en toda la región, así en el cerro Guandacol existen orientaciones preferenciales en dirección N-NO mientras que en el cerro Bola lo hacen al N (Fig. 2 a y b).

Interpretación: Un origen fluvial con ríos dominados por canales de moderada a baja sinuosidad que surcaban amplias planicies de inundación es propuesto para esta asociación de facies. Dentro de este esquema, los canales previamente descritos muestran un diseño complejo y multiepisódico, indicando cauces relativamente estables, en los que se producía la migración de diferentes tipos de barras. En este sentido, y sobre los depósitos residuales de canal (litofacies Gcm), se disponen conglomerados clasto soportados con estratificación entrecruzada (Gp) que de acuerdo a la orientación de sus capas frontales y a la geometría del depósito resultarían barras transversales dominadas por acreción aguas abajo. Una situación muy distinta corresponde a las areniscas guijarrosas (SGp y Sp) que con frecuencia exhiben orientación de capas frontales perpendiculares o fuertemente oblicuas al eje de los canales. En este caso es muy probable el desarrollo de barras laterales anexas a los márgenes de los canales (*attached bars*).

Los depósitos de planicie de inundación poseen también un relleno complejo. Por un lado, se observan secuencias predominantemente pelíticas (litofacies Fl y Fm) depositadas por decantación en áreas de cuenca de inundación. Por otro lado, se han descrito pequeños canales lenticulares y secuencias métricas formadas por areniscas y pelitas en arreglo granocreciente. Estos depósitos corresponderían al desarrollo de lóbulos de desbordamiento (*crevasses splay*) con sus correspondientes canales alimentadores.

Sistemas fluviales antiguos, con características semejantes a las previamente señaladas, fueron descritos por Rust (1981), Rust y Legun (1983) y Finlayson y Brizga (1993) e interpretados como ríos anastomosados de climas áridos a semiáridos, con régimen de tipo estacional.

Asociación de Facies D (AF-D)

Es esta la asociación de facies más extendida y característica dentro de la Formación Patquía, habiendo sido registrada en la mayor parte del área en estudio (Fig. 2 a y b). Está compuesta por cuerpos lentiformes a tabulares de sabulitas y areniscas gruesas de color gris rosado que se intercalan en potentes sucesiones de areniscas finas y pelitas de color rojo ladrillo (Fig. 4c). En el cerro Guandacol y el cerro Bola se apoya transicionalmente sobre la AF-C, mientras que en el resto de la región lo hacen sobre la AF-

A o directamente sobre la Formación Tupe (Fig. 2 a y b). Las mayores potencias se observaron en el cerro Guandacol (165 m) y en el cerro Bola (120 m), disminuyendo el espesor hacia el nordeste, debido a la erosión producida antes de la depositación de la Formación Talampaya.

Conforman la asociación dos conjuntos sedimentarios (Fig. 3). Por un lado los importantes depósitos de fangolitas y areniscas finas de planicie aluvial, y por otro los correspondientes a los rellenos de canal, de carácter sabulítico-arenoso. Las planicies de inundación, si bien están presentes en toda la asociación de facies, progresivamente se hacen dominantes hacia la parte superior.

Los depósitos de relleno de canal conforman cuerpos de geometría lentiforme o tabular (entre 2 y 5 m de espesor y 100 a 200 m de ancho), con arreglos granodecrecientes, compuestos por conglomerados finos, sabulitas y areniscas arcósicas, de color rosado claro. La base de los canales es erosiva e irregular, con relleno inicial de conglomerados finos macizos (Gcm) en ocasiones con abundantes clastos intraformacionales (Gi). Siguen a éstos, sabulitas con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp) que exhiben orientación de capas frontales perpendiculares u oblicuas a los canales. Las superficies de acreción lateral (LA de Miall 1977, 1978) son comunes y se encuentran tapizadas por cuñas delgadas de areniscas finas con laminación ondulítica (Src) o simplemente por una cubierta pelítico-arenosa maciza (Fig. 5). Ocasionalmente, y aumentando su número hacia la parte superior de la asociación, aparecen canales de geometría lenticular y composición similar a la previamente descrita. Es frecuente que estos canales se intercalen entre depósitos pelíticos y muestren en su tope importante participación de areniscas finas con laminación horizontal (Sh) e incluso niveles de pelitas macizas (Fm) o laminadas (Fl).

Los depósitos de planicies de inundación están caracterizados por dos arreglos de litofacies, una en la que dominan las pelitas y otra en la que lo hacen las areniscas finas y medianas (Fig. 3). El primer arreglo conforma litosomas tabulares de hasta 2 m de espesor de pelitas macizas (Fm) y laminadas (Fl), con intercalaciones de areniscas muy finas micáceas con laminación ondulítica (Src, Srw). Es frecuente en este intervalo la aparición de capas moteadas y bioturbadadas probablemente correspondientes a paleosuelos, así como de niveles de silicificación (0,10 m de potencia) compuestos por ftanita con estructura maciza y micronodular (Limarino y Caselli, 1995). Además en el cerro Guandacol (perfil 1, Fig. 2a), aparecen 40 m de fangolitas silicificadas y chonitas gris moradas con abundante laminación ondulítica, tanto de corriente como de oscilación (Src, Srw, Tr y Tw).

El segundo arreglo de litofacies, de granulometría más gruesa, está constituido por areniscas medianas a finas con laminación ondulítica (Src y Src_a), arenis-

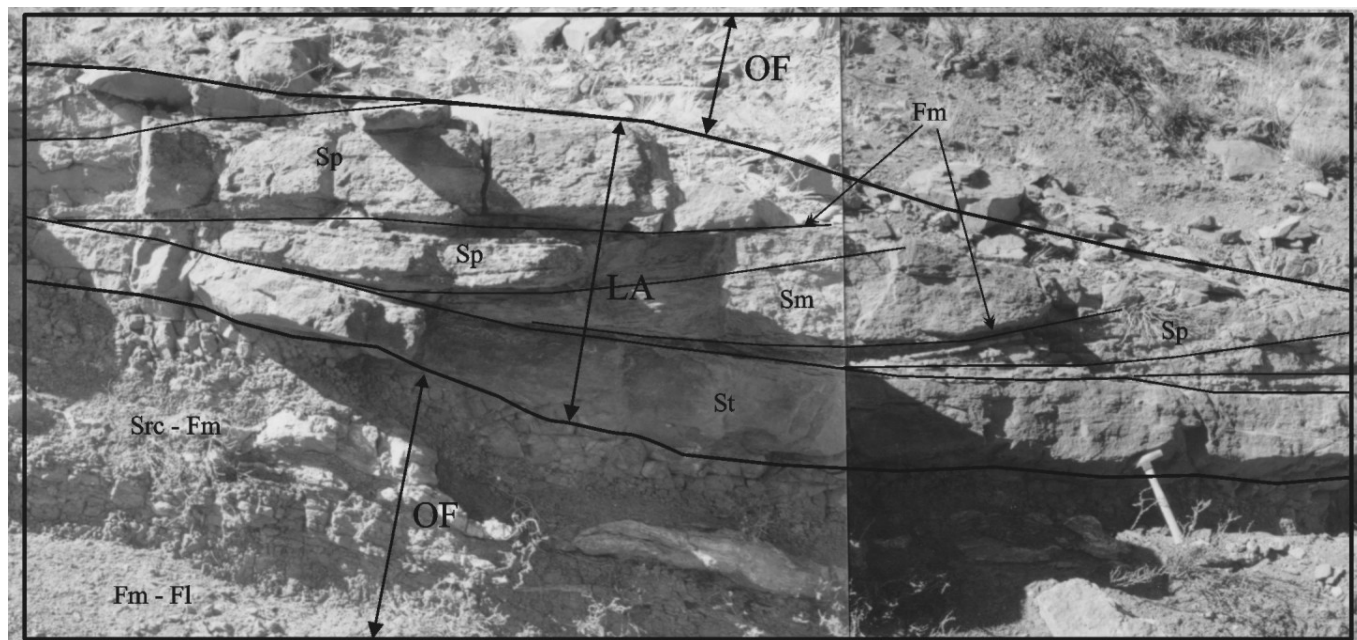


Figura 5: Depósitos de canal con superficies de migración lateral (LA) intercalados en planicie de inundación (OF) correspondiente a la asociación de facies D. Se indican las distintas superficies limitantes y las distintas litofacies presentes, según el código del cuadro 2.

cas medianas macizas (Sm) y con laminación horizontal (Sh). Estas rocas se intercalan con menores proporciones de pelitas macizas y laminadas conformando secuencias granocrecientes de hasta 20 m de espesor.

Las paleocorrientes son variables entre los distintos perfiles; así en los cerros Guandacol y Bola existen direcciones preferenciales hacia el N-NO mientras que en la quebrada de La Cortadera varían entre el NO y el SO.

Interpretación: Por las características descritas esta asociación correspondería a la depositación en un sistema fluvial de carga mixta (traccional-suspensivo), constituido por canales sinuosos con carga de lecho sabulítica. Ya Spalletti (1979), incluyó a estas rocas dentro de su facies b, a las que interpretó como depósitos de corrientes fluviales meandrosas. La presencia de superficies inclinadas (LA), limitando estratos entrecruzados semejantes a la estratificación tipo épsilon (“*epsilon cross-bedding*”, de Allen 1963), indican episodios de acreción lateral (Fig. 5) y son un fuerte argumento en favor del carácter sinuoso de los canales.

El miembro fino de planicie de inundación, formado por pelitas laminadas y macizas (Fl y Fm), corresponde a la depositación de material limo-arcilloso en área de cuenca de inundación. Las areniscas muy finas con laminación ondulítica de oleaje (Srw) asociada a estos niveles indican la existencia de cuerpos de agua de poca profundidad que ocupan depresiones dentro de la llanura de inundación. La fina laminación, ausencia de evidencias de exposición subaérea y acumulación de volúmenes importantes de sedimentos

finos avalan la génesis propuesta (Plint y Browne 1994). En estos depósitos se han preservados chonitas que evidencian importante actividad volcánica sincrónica con la sedimentación, y probablemente vinculada al Ciclo Magmático Pérmico-Triásico.

Las areniscas con laminación ondulítica intercaladas con pelitas (miembro grueso de la planicie de inundación) son atribuidas a flujos de desbordamiento no canalizados, de poca profundidad y alta carga detrítica, representando la depositación vinculada al albardón o a lóbulos de desbordamiento (*c.f.* Bown y Kraus 1987, Miall 1996).

Asociación de Facies E (AF-E)

Esta asociación, caracterizada por su homogeneidad litológica, está constituida exclusivamente por psamitas medianas y finas, de color rojo y blanquecino, que muestran *sets* con estratificación entrecruzada de gran porte (Fig. 3). Sólo está presente en el cerro Guandacol (donde resulta doblemente recurrente) y en la quebrada del Taco, no aflorando hacia el noreste probablemente suprimida por la discordancia que marca la base de la Formación Talampaya (Fig. 2a).

Las areniscas que componen la AF-E se encuentran texturalmente bien seleccionadas y muestran clastos predominantemente bien redondeados hasta subredondeados. Es un rasgo conspicuo la existencia de *sets* entrecruzados de escala grande y gigante (hasta 5 metros), predominando claramente los de geometría tabular, los acuñaos son menos frecuentes y las arte-

sas muy raras. Por sus características internas es posible diferenciar tres clases principales de capas frontales: (1) las de granulometría más fina (arena fina y muy fina) que exhiben contactos angulares con la superficie limitante de la base de los *sets*; (2) las formadas por arena mediana a gruesa que muestran láminas de geometría acuñada (lenticular en sección transversal) y contacto basal angular (Fig. 4d) y (3) láminas de areniscas finas con gradación inversa y contactos tangenciales.

Diferentes superficies limitantes de *sets* y paquetes de *sets* entrecruzados han sido identificadas. Las de mayor expresión resultan superficies planas, de disposición subhorizontal (al ser rebatidas) que cercenan paquetes de *sets* entrecruzados. Estas superficies se asemejan a las de truncamiento múltiple descritas por Stokes (1968) y en algunos casos se concentran en ellas concreciones carbonáticas de dimensiones centimétricas, probablemente de origen freático. Un orden menor corresponde a superficies también planas, pero generalmente inclinadas, que limitan paquetes o cosets de estratificación entrecruzada y son cortadas por las superficies de truncamiento múltiple.

Es también frecuente en esta asociación de facies la existencia de estratos con laminación horizontal (Sh) o entrecruzada de bajo ángulo, de hasta 1 metro de potencia. Cada lámina queda definida por sutiles cambios granulométricos o concentración de minerales pesados, y en algunos casos es posible observar gradación inversa de intralámina. Con frecuencia aparecen asociadas a estas rocas areniscas macizas (Sm) que muestran horizontes de deflación, caracterizados por la concentración de minerales pesados y, en ocasiones, evidencias de bioturbación.

En la parte superior de la primer recurrencia de esta asociación de facies es destacable la generación de un importante horizonte de decoloración blanquecino (Fig. 4e). La observación de cortes delgados de areniscas correspondientes a este intervalo señala que la pérdida de color se debe al reemplazo del *coating* ferruginoso que recubre a la superficie de los clastos por arcillas.

La orientación de la inclinación máxima de las capas frontales de los estratos entrecruzados indican proveniencia del O-NO para las sedimentitas en cuestión.

Interpretación: La monotonía litológica de esta asociación de facies, la existencia de *sets* entrecruzados de escala grande y gigante, de superficies de truncamiento múltiple y de láminas con gradación inversa, claramente sugieren un origen eólico para el conjunto (Thompson, 1969, Brookfield 1977, 1979, 1980, Clemmensen 1978, Limarino, 1984, Limarino y Spalletti, 1986). Desde el punto de vista genético dos tipos principales de depósitos son identificados en esta asociación: dunas e interdunas.

Las acumulaciones de dunas son las más importan-

tes cuantitativamente, están formadas por areniscas con estratificación entrecruzada tabular de gran escala (Sp), en las que los tres tipos de capas frontales descritos corresponden a distintos mecanismos depositacionales. Así las de granulometría más fina, con contacto basal angular, resultarían de la caída de granos en la cara de sotavento ("*grainfall lamination*", Hunter 1977 y Clemmensen y Abrahamsen 1983). Las de arena mediana a gruesa, que se acuñan hacia el pie de los *sets*, se habrían generado por flujo de granos (*sandflow* o *grainflow*, Hunter 1977 y Clemmensen y Abrahamsen 1983) en la cara de sotavento de dunas que desarrollaron caras de avalancha (Fig. 4d). Finalmente, las láminas con gradación inversa y contactos tangenciales es probable se hayan originado por la migración de ondulitas eólicas sobre la superficies de las dunas (*climbing translate strata*, Hunter 1977).

Las facies de interdunas se intercalan entre los depósitos previamente descritos y pueden alcanzar hasta un metro de espesor. Corresponden a areniscas macizas (Sm) o con laminación horizontal (Sh) que esporádicamente presentan los niveles de deflación mencionados. En general, parece tratarse de depósitos de interduna seca (Kocurek 1981) donde la migración de ondulitas eólicas sería el principal mecanismo de transporte y depositación, responsable del carácter gradado inverso que muestran las láminas (Fryberger *et al.* 1979).

En lo que respecta al horizonte de decoloración ubicado en el tope de la primera recurrencia, se originaría por el reemplazo del *coating* hematítico por arcillas (principalmente cloritas) debido a la circulación de aguas reductoras. Si esta interpretación es correcta el horizonte en cuestión podría marcar un período de no depositación en los que, mediando suficiente tiempo, las aguas freáticas habrían producido el reemplazo del cemento de hematita.

Las lecturas de paleocorrientes, que indican proveniencia del O-NO, son consistentes con las direcciones de paleovientos señaladas por Limarino (1984) para eolianitas pérmicas de la cuenca Paganzo.

Asociación de Facies F (AF-F)

Se caracteriza por conformar sucesiones en las que alternan pelitas y areniscas finas a medianas, estratificadas en bancos delgados y de geometría tabular. Aflora únicamente en el extremo sur de la sierra de Maz, en el perfil del cerro Guandacol (Fig. 2 perfil 1) conformando una sucesión de 55 m de espesor, que se apoya en forma neta sobre la AF-E (Fig. 4e) y pasa gradualmente a la AF-G. Hacia la quebrada del Taco estos bancos son parcialmente truncados por la Formación Talampaya que se dispone en discordancia angular.

Esta sucesión está constituida por ciclos métricos apilados (hasta 10 m de espesor) grano y estrato-

creciente (Fig. 3). La base de cada ciclo está compuesta por pelitas laminadas (Fl) y macizas (Fm), con delgadas intercalaciones centimétricas de areniscas muy finas con laminación ondulítica y horizontal (Src y Sh), junto a escasas tobas macizas (Tm).

Cada ciclo continúa con areniscas finas con muy abundante estratificación ondulítica de corriente, ascendente y de oscilación (Src, Src, Srw, respectivamente). En particular, la litofacies Srw forma niveles de hasta 20 cm mostrando intercalaciones de naturaleza heterolítica con estructura ondulosa y flaser. La parte superior de los ciclos está compuesta por cuerpos lentiformes, con base levemente erosiva, de 50 m de continuidad lateral y espesor variable entre 0,50 y 1,20 m, de areniscas medianas con estratificación horizontal (Sh) y entrecruzada (Src, Sp y St).

Los datos de estructuras direccionales de esta facies son muy consistentes indicando paleocorrientes al cuadrante E-SE.

Interpretación: Por el predominio de sedimentitas de grano fino, el carácter delgado de la estratificación, la tabularidad de los bancos, la existencia de niveles con estructuras de oscilación y capas de naturaleza heterolítica, estas sedimentitas corresponderían a depósitos lacustres someros y planicies arenosas adyacentes (*c.f.* Talbot y Allen, 1996). En este esquema el término basal de los ciclos descritos, formado por sedimentos pelíticos (Fl y Fm), se habría originado por decantación, en un cuerpo de agua relativamente somero. La falta de grietas de desecación y de niveles de evaporitas sugiere el carácter permanente de este cuerpo de agua, en el cual esporádicas lluvias de cenizas dieron lugar a la formación de niveles de tobas (Tm). Las muy delgadas (centimétricas) intercalaciones de areniscas con estratificación de corriente (Src) y laminación horizontal (Sh) resultarían de flujos tractivos débiles (tipo *underflow*) como consecuencia de un alto aporte clástico al sistema.

La parte media de los ciclos, de naturaleza arenopelítica, muestra tanto estructuras tractivas (Src) como de oscilación (Srw), probablemente originadas en sectores marginales del lago (Clifton, 1976). En lo que respecta a la parte cuspidal de los ciclos, representaría la sedimentación en planicies arenosas circundantes (*sand flat*) y la progradación de pequeñas barras de desembocadura. En esta interpretación los cuerpos canalizados corresponderían a los cursos fluviales que desembocaban en los cuerpos de agua, generando pequeñas barras donde se formó la mayor parte de la estratificación entrecruzada descrita (Sp, St). La planicie arenosa externa (*sand flat*) fue sólo ocupada en períodos de crecientes mayores y es probable que la laminación plana observada en las areniscas (Sh) haya sido formada en condiciones de alto régimen de flujo.

Finalmente, la presencia de sucesiones grano y

estratocrecientes bien marcadas indica la reiteración de ciclos de expansión y contracción del sistema lacustre.

Asociación de Facies G (AF-G)

Esta asociación de facies recuerda a la AF-D, pero se diferencia de ella en el carácter abigarrado de la secuencia, la composición lítica de las areniscas, la menor participación de depósitos finos correspondientes a planicies de inundación, la aparición de delgados niveles de yeso y de cuerpos arenosos lenticulares mostrando estratificación entrecruzada de gran porte de origen eólico. Las rocas aquí tratadas conforman sucesiones de areniscas blanquecinas y pelitas moradas, exótica respecto al contexto cromático de capas rojas (Fig. 3 y Fig. 4f). Fue mencionada por Teruggi *et al.* (1969), Andreis *et al.* (1975), Spalletti (1979) y tratada especialmente por Andreis (1987). Aflora únicamente en el extremo sur de la sierra de Maz, en el perfil del cerro Guandacol, con un espesor de 410 m (Fig. 2 a, perfil 1). Muestra pasaje transicional sobre la AF-F y es truncada, en discordancia angular, por basaltos que conforman la base de la Formación Talampaya.

Los depósitos de canal conforman cuerpos lentiformes hasta tabulares, de hasta 4 m de potencia, limitados en su base por una superficie erosiva de moderado relieve y mostrando internamente superficies de acreción lateral. Sobre la base del canal se disponen delgadas lentes de conglomerados intraformacionales (GI), cubiertas por areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada (Sp y St) y horizontal (Sh). En la parte superior dominan areniscas finas macizas (Sm) o con laminación ondulítica (Src).

Los depósitos de planicie aluvial, de hasta 4 m de espesor, están compuestos por sucesiones de pelitas laminadas (Fl) o macizas (Fm) y delgadas intercalaciones de areniscas finas con laminación ondulítica (Src), todas ellas con frecuentes briznas y restos de tallos. Estrechamente asociadas a las rocas de grano fino aparecen niveles de chonitas y tobas, junto a delgadas intercalaciones (hasta 2 cm) de yeso, las que se hacen más frecuentes hacia los términos superiores de la asociación. Un rasgo particular es la presencia de espesos *sets* entrecruzados (hasta 2 m) de areniscas finas, bien seleccionadas y friables, incluidos dentro de los depósitos de planicie de inundación (Fig. 3 y 5f). Es frecuente que la parte superior de los depósitos descritos culmine con sucesiones de bancos tabulares de areniscas medianas a finas, con bien desarrollada laminación ondulítica (Src) y *sets* entrecruzados (Sp, St) de pequeña escala (Fig. 3 y 5f).

En lo que respecta a las paleocorrientes, las estructuras entrecruzadas de los canales muestran bastante coherencia en los datos indicando una orientación SE (Fig. 2).

Interpretación: Es muy probable que los sistemas fluviales incluidos en esta asociación de facies presentaran canales de moderada a alta sinuosidad dominados por carga de lecho arenosa. En este sentido los conglomerados intraformacionales que tapizan la base de los canales corresponderían a depósitos residuales (*channel lag*). Éstos son seguidos por areniscas con estratificación entrecruzada originadas en barras de canal, donde las superficies de acreción lateral identificadas indicarían el desarrollo de barras en espolón (Allen 1963, Miall 1996).

Los depósitos finos (F1 y Fm) de geometría tabular se habrían formado en área de cuenca de inundación, probablemente en sectores deprimidos y alejados de los canales. Las sucesiones de areniscas con laminación ondulítica (Src) y entrecruzadas (Sp, St) es muy probable representen facies de lóbulos de desbordamiento, localizadas en áreas próximas a los canales (Bown y Kraus 1987, Miall 1996).

Hacia la parte superior de esta asociación comienzan a aparecer algunos rasgos que señalan un aumento en la aridez, tales como delgadas capas de yeso, asociadas a niveles de tobas y chonitas, sedimentadas en cuerpos de agua temporarios desarrollados en la cuenca de inundación. En este sentido, los grandes *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada representarían pequeñas dunas eólicas que migraban aisladamente sobre la planicie de inundación, tal cual han sido identificados en ambientes actuales (Tripaldi y Limarino 1998) y antiguos (Olsen y Larsen 1993, Tooth 1999). La buena selección granulométrica que exhiben estas rocas, su tamaño de grano fino, menor consolidación y espesor de los *sets* son algunos de los argumentos que avalan esta propuesta.

Estudio petrofacial de las areniscas

El estudio de la composición modal de areniscas, combinado con el análisis de facies y los datos de paleocorrientes pueden revelar cambios en la paleogeografía y la historia tectónica de la región (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1982; Dickinson *et al.*, 1983; Valloni y Mezzadri, 1984, Ingersoll y Cavazza, 1991).

Con este propósito se examinaron 23 muestras de areniscas correspondientes a los perfiles levantados en el cerro Guandacol, cerro Noqués y cerro Bola (ver Fig. 2 a y b). Petrográficamente, las muestras analizadas son arenitas feldespáticas y litofeldsarenitas (Folk *et al.* 1970) con bajos porcentajes de matriz (Teruggi *et al.* 1969, Andreis *et al.* 1975 y Caselli 1998 a y b). Para el estudio de las áreas de proveniencia se siguió el método de conteo de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.* 1984), que tiende a minimizar el efecto del tamaño de grano sobre la composición (Gazzi 1966; Dickinson 1970, Scasso y Limarino 1997).

De acuerdo a los resultados obtenidos, fueron distinguidas tres petrofacies en la Formación Patquía (Caselli 1998 a y b), las cuales están relacionadas con las asociaciones de facies arriba descritas (Fig. 6). En este trabajo se utiliza el término petrofacies desde un punto de vista netamente descriptivo, para incluir al intervalo estratigráfico caracterizado por una determinada moda detrítica.

La petrofacies *cuarzoféldica*, con moda Qt:F:Li promedio 62:37:01, es la más abundante, se encuentra dominada por cuarzo monocristalino y feldespato potásico (ortosa y microclino), siendo minoritaria la proporción de plagioclasa y bajo o ausente el contenido de fragmentos líticos (Fig. 6). Desde el punto de vista estratigráfico, esta petrofacies coincide con las asociaciones de facies A y C y su proveniencia sería del basamento igneo-metamórfico de las Sierras Pampeanas.

La petrofacies *cuarzofeldítica* (64:30:6) presenta una gradual y marcada incorporación de fragmentos líticos volcánicos respecto a la petrofacies anteriormente descrita. Los fragmentos líticos corresponden a volcanitas de composición ácida y mesosilícica, de naturaleza neovolcánica y extracuenal (Caselli, 1998 a y b) posiblemente provenientes de la faja volcánica permotriásica (Grupo Choiyoi). Desde el punto de vista ambiental, esta petrofacies coincide con las eolianitas (AF-E) y se prolonga en los depósitos fluviales sobreyacentes (AF-F y G). La aparición de esta petrofacies coincide con un cambio en la dirección de paleocorrientes (ver Fig. 2), en el primer caso por paleovientos del oeste (donde se localizaría la faja volcánica), y en el segundo por una reversión de las paleocorrientes en los sistemas fluviales (hacia el este-sudeste).

Finalmente la petrofacies *litomíxtica* (16:11:73) muestra un alto contenido de fragmentos líticos (73%), tanto sedimentarios como volcánicos de textura microlítica e intersertal propilitizados (extracuenales y paleovolcánicos, Caselli, 1998 a y b). Desde el punto de vista estratigráfico y facial, se relaciona únicamente con los depósitos de abanicos aluviales de la AF-B. Sin lugar a dudas, esta petrofacies indica claramente una ruptura composicional con las areniscas arcósicas subyacentes de la Formación Tupe y representaría el aporte del orógeno reciclado de la Protoprecordillera (Fig. 6).

Evolución paleoambiental

El encadenamiento de facies, su distribución regional y la existencia de superficies de ruptura sedimentaria permiten esbozar una síntesis de la evolución paleoambiental de la Formación Patquía. En este sentido la unidad puede ser dividida en dos secuencias depositacionales, que aquí denominaremos inferior (SDi) y superior (SDs).

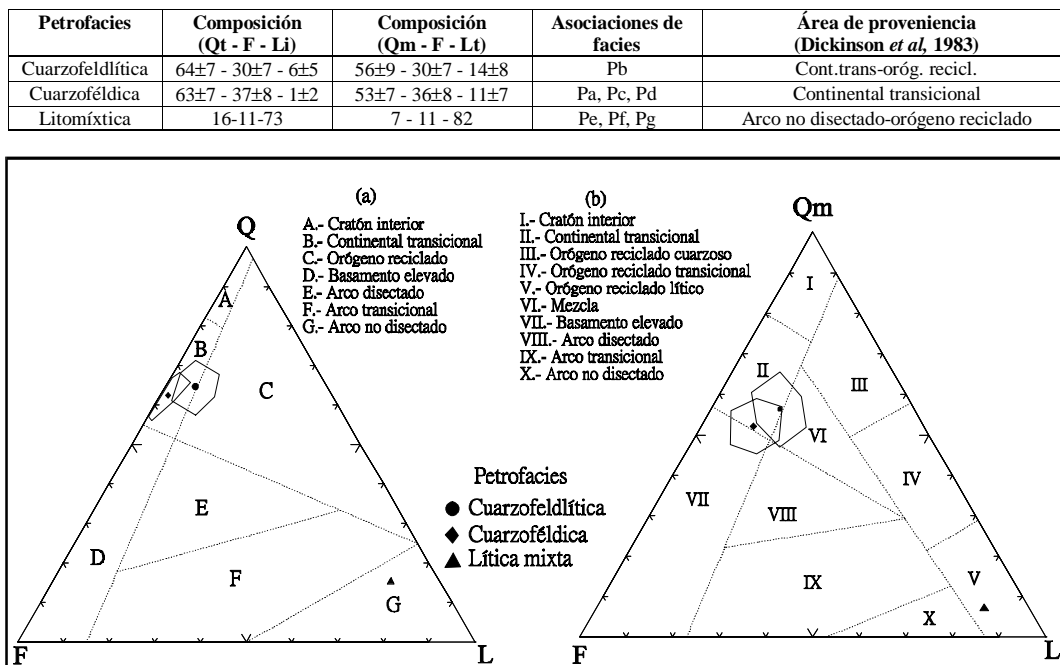


Figura 6: Composición de las petrofacies reconocidas en la Formación Patquía y área de procedencia según Dickinson *et al.* (1993).

Secuencia depositacional inferior (SDi)

La superficie sobre la que se inició el proceso de acumulación de la SDi marca una discordancia cuencal, evidenciada por los depósitos basales gruesos en borde de cuenca (AF-A y B) y la presencia de silcretos hacia el centro (AF-C). Debe tenerse en cuenta que los movimientos que dieron origen a la discordancia, no produjeron cambios sustanciales en la constitución paleogeográfica de la cuenca ni truncamientos sedimentarios de valor regional (Caselli y Limarino 1993, Caselli 1998a). Se trataría posiblemente de una sutil contracción de las áreas de sedimentación respecto a las que colmataron al ciclo de la Formación Tupe.

En sectores distantes a los umbrales cuencales la secuencia comienza con depósitos correspondientes a sistemas fluviales sabulíticos-conglomerádicos de baja sinuosidad (AF-C), caracterizados por su alta relación canal/planicie de inundación, en los que las facies de canal muestran carácter multiepisódico (Fig. 7 y Fig. 8). Las paleocorrientes de estos sistemas marcan una paleopendiente hacia el oeste-noroeste (fig. 2) y su composición cuarzoféldica (Fig. 6) es consistente, indicando proveniencia de rocas graníticas de las Sierras Pampeanas. Próxima al borde de cuenca los sistemas fluviales de la AF-C se interdigitan con depósitos gruesos de abanicos aluviales y ríos entrelazados proximales (AF-A y B respectivamente). En el cerro Guandacol las paleocorrientes de la AF-B evidencian una paleopendiente hacia sur-sudeste (fig. 2), lo que es coincidente con la presencia de la petrofacies litomíxtica (Fig. 6) que indica procedencia desde la

Precordillera (“Protoprecordillera”). Por otro lado, la AF-A en el cerro Noqués proporcionó paleocorrientes y petrofacies (cuarzoféldica con abundantes micas) que señalan procedencia de la sierra de Maz. Este hecho, evidencia que la sierra de Maz actuó como un alto estructural al inicio de la depositación de la Formación Patquía. De esta forma, los movimientos tectónicos (Fase Atacama?) generarían el espacio dando lugar a la formación de abanicos aluviales adosados a los altos intracuencales y una red fluvial multicanalizada y de baja sinuosidad en el centro de cuenca.

Transicionalmente, el ambiente evolucionó a sistemas fluviales con canales de alta sinuosidad, inmersos en secuencias areno-pelíticas de planicies de inundación (AF-D, Fig. 7 y Fig. 8). Estas últimas resultan dominantes, siendo frecuente la instauración de cuerpos lagunares someros, en los que fueron depositados niveles de tobas finas que indicarían el inicio del ciclo eruptivo permo-triásico, ubicado al oeste del área aquí estudiada (Grupo Choiyoi). El grado de interconexión lateral y vertical entre los depósitos de canal, así como su número en una sección transversal, indican alta frecuencia de los procesos de avulsión, elevada tasa de acreción vertical en la planicie de inundación y gran amplitud de la llanura aluvial (Leeder 1978, Bridge y Leeder 1979). Este tipo de arquitectura aluvial sugiere que el principal control alocíclico sobre el sistema fue la alta tasa de subsidencia (Blakey y Gubitosa 1984).

El pasaje de sistemas fluviales con canales amalgamados lateralmente (AF-C), cubiertos por otros con canales sinuosos aislados con incremento en las planicies de inundación (AF-D), fue interpretado por

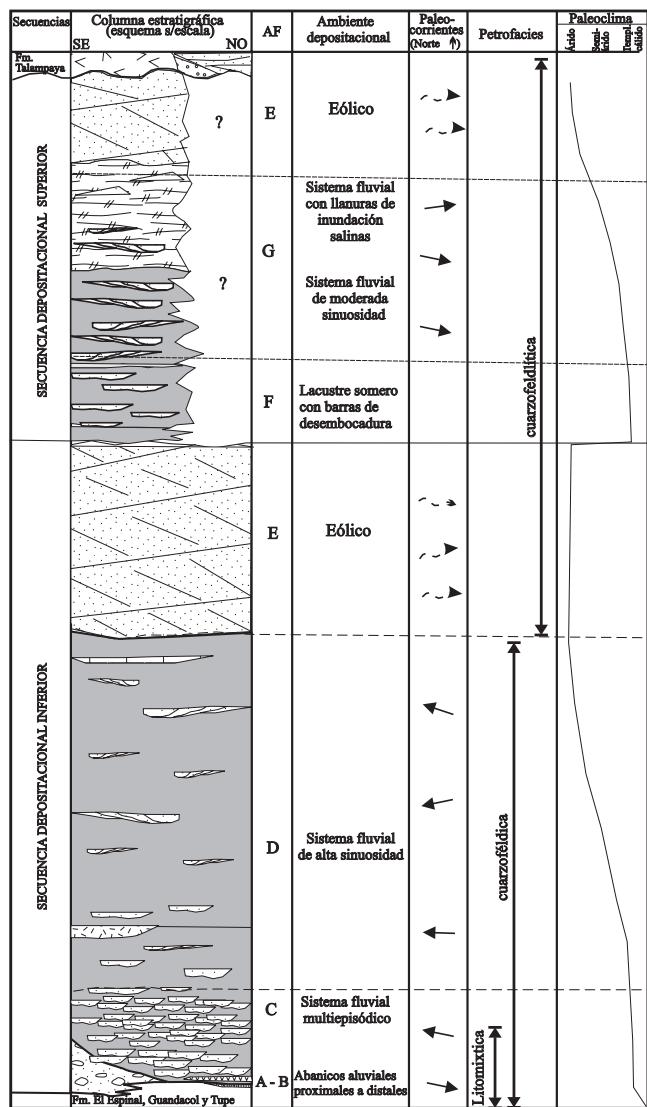


Figura 7: Secuencias depositacionales identificadas en la Formación Patquia. Obsérvese la distribución de las asociaciones de facies, ambientes depositacionales, resultado de paleocorrientes, petrofacies y evolución paleoclimática sugerida.

Shanley y McCabe (1994), Ethridge *et al.* (1998) y Legarreta y Uliana (1998) como reflejo del incremento en la velocidad de generación de espacio de acomodación. Esta etapa es coincidente con una ampliación de la cuenca, apoyándose la AF-D sobre los depósitos de abanicos aluviales (AF-A, cerro Noqués) o directamente sobre la Formación Tupe (quebrada de La Cortadera y localidades próximas a la zona de estudio).

La parte superior de la SDi muestra la instauración de un extendido campo de dunas eólicas (AF-E), que se extiende regionalmente sobre gran parte de la cuenca. Esta sucesión marca un importante período de aridez, asociado a una alta madurez del relieve, que culmina con un período de *stasis* (Kraus y Bown, 1986) que señala una ruptura estratigráfica que pone

fin a la secuencia depositacional inferior. Este período de no depositación estaría materializado en el descrito “horizonte de decoloración” identificado en el tope de estas eolianitas, el que resultaría de una prolongada estabilización del nivel freático durante el período de *stasis*. La generación de este importante “mar de arena eólico” estuvo favorecido por el alzamiento del arco magmático permotriásico, ubicado a occidente, que generó una barrera natural para los vientos húmedos provenientes del oeste (Limarino y Spalletti 1986).

Secuencia depositacional superior (SDs)

Esta secuencia, que presenta carácter granocreciente, corresponde a depósitos lacustres someros (AF-F) que gradúan a sistemas fluviales arenosos de moderada a alta sinuosidad (AF-G) y culminan con la generación de un nuevo campo eólico (AF-E). En el área estudiada, esta secuencia depositacional ha sido reconocida sólo en el perfil del cerro Guandacol, aunque en otros sectores de la Cuenca Paganzo sucesiones equivalentes fueron descritas por Limarino (1986) en los Nevados del Famatina y por Fernández Seveso *et al.* (1993) para las sierras de Anchoca y de Narváez.

La discontinuidad que señala la base de esta secuencia depositacional, resulta una importante ruptura sedimentaria que representa un período de no depositación, entre el potente “mar de arena eólico” subyacente y los depósitos lacustres someros de la unidad aquí tratada (Fig. 4e). Esta discontinuidad se materializa en el campo, además de por el cambio neto de facies señalado, por la existencia del “horizonte de decoloración” identificado en el tope de las eolianitas de la SDi. Este horizonte correspondería a un paleonivel freático, estable durante un tiempo lo suficientemente largo como para permitir el reemplazo del “coating” ferruginoso por arcillas.

De acuerdo a su posición estratigráfica cabe la posibilidad de que la discontinuidad arriba señalada sea correlativa con la fuerte discordancia angular originada por los movimientos de la Fase San Rafael (Ramos y Ramos 1979, Aceñolaza y Toselli 1981) en la Cordillera Frontal y Precordillera occidental. Si lo dicho es correcto, la discontinuidad aquí identificada resultaría la expresión más oriental de estos movimientos.

Sobre esta superficie, y probablemente mediando un mejoramiento climático, se desarrollaron cuerpos de agua someros y permanentes con sedimentación clástica dominante (AF-F, Fig. 7 y Fig. 8). La formación de estos cuerpos de agua someros, podría indicar los primeros estadios del basculamiento de la cuenca, manifestado más acabadamente por los sistemas fluviales de moderada a alta sinuosidad (AF-G) que progradan sobre los sistemas lacustres. Estos ríos muestran paleocorrientes que indican una marcada circulación hacia el sudeste (Fig. 2), lo que implica un

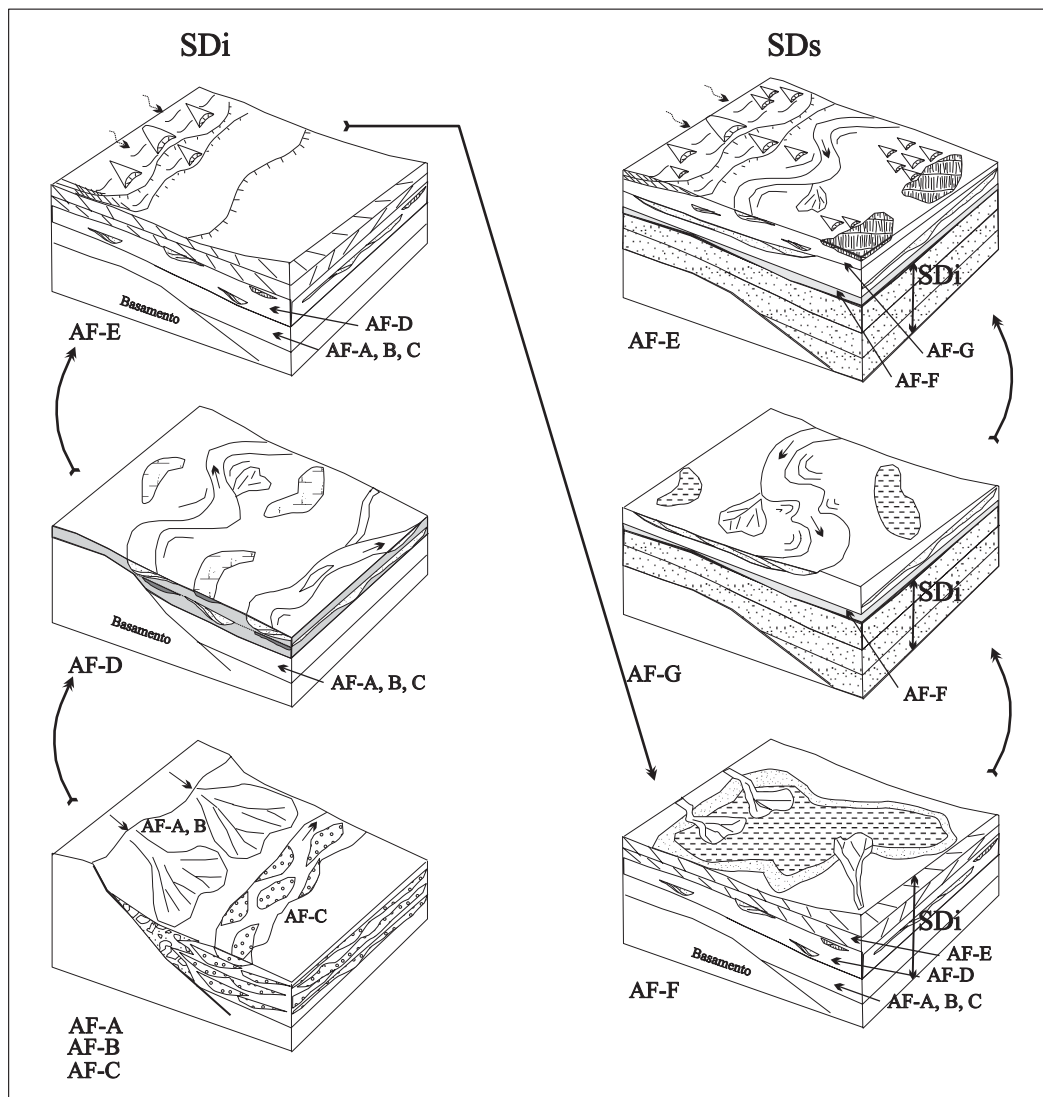


Figura 8: Evolución de los ambientes depositacionales de la Formación Patquía en la sierra de Maz.

importante cambio en la pendiente regional. Esta modificación paleogeográfica también está sustentada por el análisis petrofacial, que marca un aumento progresivo en la presencia de líticos volcánicos ácidos (petrofacies cuarzofeldítica) hacia el tope de la SD-Ps. Se interpreta en este trabajo que la inversión de la pendiente se vincula a la dilatación térmica resultante del desarrollo de la faja volcánica permotriásica ubicada al oeste.

Hacia la parte cuspidal de la SD-Ps se instauran nuevamente condiciones áridas, manifestadas por la formación de lagunas salinas someras en las planicies de inundación (AF-G), hasta finalmente desarrollarse un nuevo "mar de arena" (AF-E, segunda recurrencia, Fig. 7 y Fig. 8). El techo de esta secuencia fue decapitada por la erosión generada durante movimientos tectónicos, previos a la depositación de la Formación Talampaya (Fase Amancaes, Aceñolaza y Toselli, 1981 y Limarino *et al.*, 1988).

Conclusiones

A partir de lo expuesto en esta contribución pueden extraerse las siguientes conclusiones:

1. La sucesión de capas rojas aflorante en el faldeo occidental de la sierra de Maz, corresponde a dos unidades litoestratigráficas diferentes: Formaciones Patquía y Talampaya. Por primera vez se presenta un mapa geológico que permite separar a ambas unidades, estableciendo su distribución regional en la sierra de Maz.

2. Un total de 7 asociaciones de facies han sido reconocidas en la Formación Patquía. Las asociaciones A y B corresponden a depósitos proximales y distales de abanicos aluviales junto a sistemas fluviales entrelazados proximales. Estas rocas se interdigitan con secuencias sabulíticas-arenosas depositadas por ríos de baja sinuosidad (asociación C), las que a su vez son cubiertas por secuencias fluviales con canales de alta

sinuosidad y dilatadas planicies (asociación D). La asociación de facies E es recurrente y corresponde a eolianitas depositadas en un extenso mar de arena. Finalmente, la asociación F representa a episodios de sedimentación lacustre somera, seguidos por la progradación de sistemas fluviales de alta sinuosidad (asociación G).

3. El estudio de la composición modal de las areniscas de la Formación Patquía permitió reconocer la existencia de 3 petrofacies en la unidad. La petrofacies *cuarzoféldica* corresponde al aporte del basamento de las Sierras Pampeanas, la *cuarzofeldítica* incorpora fragmentos líticos volcánicos ácidos y mesosilícicos, probablemente provenientes del faja volcánica permotriásica ubicada al oeste. Finalmente la petrofacies *litomíctica*, con alto contenido de fragmentos líticos sedimentarios y paleovolcánicos, indicaría aporte desde la Precordillera.

4. En el área aquí tratada, la Formación Patquía muestra dos secuencias depositacionales caracterizadas por el patrón de apilamiento de las distintas asociaciones de facies sedimentarias. La secuencia depositacional inferior (SDi) es la más extendida en toda la Cuenca Paganzo y conforma una secuencia granodecreciente, formada por sistemas fluviales de carga mixta que culminan en un importante manto de dunas eólicas. La secuencia depositacional superior (SDs), sólo aflorante en Guandacol, corresponde a una secuencia granocreciente, interpretada como una progradación fluvial sobre depósitos lacustres someros, que nuevamente culminan con eolianitas.

5. La superficie de discontinuidad que separa las dos secuencias depositacionales arriba señaladas es probable, por su ubicación estratigráfica, sea la expresión en la Cuenca Paganzo de los movimientos correspondientes a la Fase San Rafael.

6. Los principales factores alocíclicos que controlaron el relleno de la cuenca en el sector analizado fueron la tectónica, subsidencia y el clima. La primera controló la evolución paleogeográfica de las áreas depositacionales, especialmente al inicio de la sedimentación de la Formación Patquía, y reguló la velocidad de subsidencia. El clima fue el factor alocíclico dominante durante la depositación de las eolianitas que coronan ambas secuencias depositacionales.

7. Las secuencias depositacionales descriptas en la Formación Patquía reflejan la culminación de una etapa de relajamiento, subsidencia y basculamiento de la cuenca. La SDi representa el relleno de grandes cubetas generadas al comienzo de la etapa de relajamiento, probablemente bajo un régimen extensional. Por su parte la SDs representa un lento basculamiento de la cuenca que produjo la inversión de las paleocorrientes. Es muy probable que el basculamiento se deba al abovedamiento de la corteza, generado como consecuencia del calentamiento producido a lo largo de la faja volcánica permotriásica.

Agradecimientos

Los autores desean manifestar su agradecimiento al Dr. Ferrán Colombo por la lectura crítica del manuscrito. Parte de estas investigaciones fueron financiadas dentro del marco del Proyecto PICT 04821 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Se agradece además al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo logístico. Finalmente deseamos expresar nuestra gratitud a los árbitros de la Revista por sus valiosos comentarios y observaciones.

TRABAJOS CITADAS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.A. y Toselli, A., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Volumen Especial de la FCEN de la Universidad de Tucumán, 212 pags. Tucumán.
- Allen, J. R. L., 1963. Henry Clifton Sorby and the sedimentary structures of sands and sandstones in relation to flow conditions. *Geology in Mijnbouw*, 42: 223-228.
- Amos, A. y Zardini, R., 1963. Geología de algunos depósitos de arcillas de La Rioja. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Vol. 17: 47-84.
- Andreis, R.R., 1969. Los basaltos olivínicos del cerro Guandacol (sierra de Maz, provincia de La Rioja) y su posición estratigráfica. *Actas de las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*. Tomo I: 15-33.
- Andreis, R.R., 1987. La "facies verdosa" de la Formación Patquía (Pérmico) en el extremo austral de la sierra de Maz (Provincia de La Rioja, República Argentina). *Annual Meeting Working Group Proj. IGCP-211, Santa Cruz de la Sierra*, p.49-52.
- Andreis, R.R. y Arrondo O.G., 1974. Acerca de la discordancia angular entre las Formaciones Guandacol y Tupe en la sierra de Maz (provincia de La Rioja). *Ameghiniana*, 9 (4): 373-378.
- Andreis R.R., Spalletti L. y Mazzoni M., 1975. Estudio geológico del Subgrupo sierra de Maz, La Rioja, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 30 (3): 247-273.
- Azcuy C.L. y Morelli J.R., 1970. Geología de la Comarca de Paganzo - Amaná. El Grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 25 (4): 405-429.
- Beverage, J.P. and Culbertson, J.K., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 90: 117-126.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal Sedimentary Research*. A64: 450-489.
- Blakey, R.C. and Gubitosa, R., 1984. Controls of sandstone bodies geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedimentary Geology* 38: 51-86.
- Bluck, B.J., 1967. Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scotland Journal of Geology*, 3: 139-167.
- Bodenbender G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. *Boletín Academia Nacional Ciencia*, 19 (1): 5-220. Córdoba.
- Bossi, G.E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto - Ischichuca. *Actas Primer Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica*, 2, Sec. 1 (Geol.): 611-626. Buenos Aires.
- Bown, T.M. and Kraus, M.J., 1987. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 587-601.

- Bridge, J.S. and Leder, M.R., 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology* 26: 499-541.
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstone. *Sedimentology* 24: 303-332.
- Brookfield, M.E., 1979. Anatomy of a Lower Permian aeolian sandstone complex. *Scotland. Journal of Geology*, 15: 81-96.
- Brookfield, M.E., 1980. Permian intermontane basin sedimentation in southern Scotland. *Sedimentary Geology*, 27: 167-194.
- Caselli, A.T., 1994. Análisis paleoambiental de los conglomerados basales de la Formación Talampaya, sierra de Maz. Implicancias Tectónicas y estratigráficas. V° Reunión Argentina de Sedimentología. Actas p.47-52. San Miguel de Tucumán.
- Caselli, A.T., 1998a. Estratigrafía y Sedimentología de las Formaciones Patquía (Pérmico) y Talampaya (Triásico Inferior), en las Sierras Pampeanas Noroccidentales y Precordillera Central (Provincias de La Rioja y San Juan). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (Inédita).
- Caselli, A.T., 1998b. Aplicación de las petrofacies en el estudio secuencial de las formaciones Patquía y Talampaya. VII Reunión Argentina de Sedimentología, Acta T1: 56-60. Salta.
- Caselli, A.T. y Limarino, C.O., 1993. Las relaciones estratigráficas del Grupo Paganzo en los alrededores del Cerro Noqués, sierra de Maz, Provincia de La Rioja. XII° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, Tomo II: 49-56.
- Cesari S., 1985. Palinología de la Formación Tupe (Paleozoico Superior), sierra de Maz, Provincia de La Rioja. Parte II. Ameghiniana, Vol 22, N°3-4, p. 197-212. Bs.As.
- Clemmensen, L.B., 1978. Alternating aeolian, sabkha and shallow-lake deposits from the Middle Triassic Gipsdalen Formation, Scoresby Land, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 24: 111-135.
- Clemmensen, L.B. and Abrahamsen, K., 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. *Sedimentology* 30: 311-339.
- Clifton, H.E., 1976. Wave-formed sedimentary structures - a conceptual model. En: Beach and nearshore sedimentation. Editado por R. Davis and R. Ethington, Special Publication of Society Economic Paleontologists and Mineralogists 24: 126-148. Tulsa.
- Collinson, J.D., 1986. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.) *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific, Oxford, pp 20-62.
- Colombo, F., 1989. Abanicos aluviales. En: Arche E. (Ed.) *Sedimentología*, Vol. I. Nuevas Tendencias, Madrid, p. 143-218.
- Cuerda A.J., 1965. Estratigrafía de los depósitos paleozoicos de la sierra de Maz, provincia de La Rioja. II Jornadas Geológicas Argentinas. Actas III: 79-94.
- de Alba, E., 1954. Descripción geológica de la hoja 16C Villa Unión (provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Minería. Boletín n°82.
- de la Mota, H.F., 1946. Estudios geológicos en el Cerro Bola, al sur de Villa Unión, Depto. General Lavalle, provincia de La Rioja. Univ. Nac. La Plata. Facultad Ciencias Naturales La Plata. Tesis inédita.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson, W.R., 1982. Compositions of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 66: 121-137.
- Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec and others, 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94: 222-235.
- Dickinson, W.R. and Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 63: 2164-2182.
- Ethridge, F.G., Flores, R.M. and Harvey, M.D., 1988. Recent developments in fluvial sedimentology. *Society Econ. Paleont. and Mineral., Special Publication* 39, 389 pags
- Fernández Seveso F., Perez M., Brisson I.E. y Álvarez L., 1993. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca de Paganzo - Depósitos marinos y continentales del Paleozoico Superior en el Oeste Argentino. XII Congreso Internacional Carbonífero- Permico, Buenos Aires, 1991. Vol.2: 223-260.
- Finlayson, B.L. and Brizga, S.O., 1993. Anastomosing channels and arroyo development on the Nogoia River, Central Queensland, Australia. *Sedimentary Geology*, Vol 85 (1-4): 179-190.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. and Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- Frenguelli J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico Superior del Noroeste Argentino. *Revista Museo La Plata. Sección Geología*, II. La Plata, Argentina.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S. and Andrews, S., 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *J. Sedimentary Petrology*, 49: 733-746.
- Gazzi, P., 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appenino modenese; correlazione con il flysch di Monghidoro. *Mineral. Petrogr. Acta* 16: 69-97.
- Hein, F.J. and Walker, R.G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal Earth Science* 14: 562-570.
- Hooke R.L., 1967. Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology* 75: 438-460.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small aeolian dunes. *Sedimentology* 24: 361-387.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J. P., Pickle, J. D and Sares, S. W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Ingersoll, R.V. and Cavazza, W., 1991. Reconstruction of Oligo-Miocene volcanoclastic dispersal patterns in north-central New Mexico using sandstone petrofacies. *Society Econ. Paleont. and Mineral, Special Publication* 45, p.227-236.
- Kocurek, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology* 28: 753-780.
- Kraus, M.J. and Bown, T.M., 1986. Paleosols and time resolution in alluvial sedimentation. En: Wright, V.P. (Ed.): *Paleosols; their recognition and interpretation*. Princeton University Press, pag.180-207.
- Leeder, M.R., 1978. A quantitative stratigraphic model for alluvium with special reference to channel deposits density and interconnectedness. En: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Memoir Canadian Society Petrological Geology, 5: 587-596. Calgary.
- Legarreta, L and Uliana M.A., 1998. Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquen Basin, West-central Argentina. En: Shanley, K.W y McCabe, P.J. (Eds.) *Society Econ. Paleont. and Mineral, Special Publication* No. 59: 83-92.
- Limarino, C.O. 1984. Areniscas eólicas en la Formación La Colina (Paleozoico superior), provincia de La Rioja. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 58-67.
- Limarino, C.O., 1985. Paleoambientes de sedimentación y estratigrafía del Paganzo en el sistema de Famatina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires. (Inédita).
- Limarino, C.O., 1986. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. *Anales de la Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, 39: 149-178. Buenos Aires.
- Limarino, C.O. y Caselli, A.T., 1995. Cherts (ftanitas) y niveles de silicificación en la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico), noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* Vol. 2, N° 1-2: 37-56.
- Limarino, C.O. y Césari, S.N., 1987. Consideraciones sobre la edad de la sección superior del Grupo Paganzo (Paleozoico superior), República Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Paleontología, Bolivia (1987) I: 315-30.

- Limarino, C.; Césari, S. y Page, R. (1988). Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diastóricas del Paleozoico superior argentino. *Revista Asociación Geológica Argentina XLIII* (4): 562-566.
- Limarino C.O. and Spalletti L., 1986. Eolian Permian deposits in West and Northern Argentina. *Sedimentary Geology*, 49: 109-127.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Review*, 13, 1-62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. En: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. *Memoir Canadian Society Petrology Geology*, 5: 597-604. Calgary.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, 582 pag.
- Nemec, W. and Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in Southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. En: Marzo, M. and Puigdefábregas, C. (Eds.): *Alluvial Sedimentation*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 17*: 235-276.
- Olsen, H. and Larsen, P.H., 1993. Structural and climatic controls on fluvial depositional systems: Devonian, North-East Greenland. En: Marzo, M. and Puigdefábregas, C. (Eds.): *Alluvial Sedimentation*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 17*: 401-423.
- Parker, G., 1974. Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 29: 23-29.
- Pazos, P., 1993. Estratigrafía de la secuencia sedimentaria basal aflorante en el cerro Guandacol: Su implicancia tectónica y paleoambiental. XII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 148-156.
- Plint, A. G. and Browne, G.H., 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada, *Journal of Sedimentary Research B64*: 341-364.
- Ramos, E.D. y Ramos, V.A., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas I: 771-786. Buenos Aires.
- Romer, A.S. and Jensen, J.A., 1966. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna II. Sketch of the geology of the Río Chañares-Río Gualo región. *Breviora*, 252. Cambridge.
- Rust, B.R., 1981. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, central Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 745-755.
- Rust, B.R. and Koster, E.H., 1984. Coarse alluvial deposits. In: Walker, R.G. (Ed.): *Facies models*, 2nd. edn. *Geoscience Canadian Reprint Ser 1*: 53-69.
- Rust, B.R. and Legun, A.S., 1983. Modern anastomosing-fluvial deposits in arid central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. En: Collinson, J.D. and Lewin, J. (Eds.): *Modern and ancient fluvial systems*. *International Association Sedimentologists, Special Publication 6*: 385-392.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina Sedimentología, Publicación Especial N°1*, Buenos Aires, 259 pag.
- Shanley, K.W. and McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 78*: 544-568.
- Smith, G.A. and Lowe, D.R., 1991. Lahars: volcano-hidrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. En: Fisher, R.V. and Smith, G.A. (Eds.): *Sedimentation in volcanic setting*. *Society Econ. Paleont. and Mineral, Special Publication 45*: 59-70.
- Spalletti L.A., 1979. Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la sierra de Maz, La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 53*, (1-2) : 167-202.
- Stanistret, I. and McCarthy, T.S., 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*. 85: 115-133.
- Steel, R.J., 1974. New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridian Province, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology 44*: 336-357.
- Stipanovic, P.N. y Bonaparte, J.F., 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja). *Primer Simposio de Geología Regional Argentina, Vol. I. Córdoba*.
- Stipanovic, P.N. y Bonaparte, J.F., 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja). En "Geología Regional Argentina", *Academia Nacional Ciencias Córdoba*, p. 523-575.
- Stokes, W.L., 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes. A features of wind-deposited sandstone formations. *Journal Sedimentary Petrology*, 38 (2): 510-515.
- Talbot, M. R. and Allen, T.A., 1996. Lakes. In: Reading H.G. (Ed.) *Sedimentary Environments*, Blackwell Scientific, Oxford. p. 83-124.
- Teruggi M.E., Andreis R., Iñiguez A.M., Abait J.P., Mazzoni M.M. and Spalletti L.A., 1969. Sedimentology of the Paganzo beds at Cerro Guandacol, province of La Rioja. En "La estratigrafía del Gondwana, UICG, UNESCO - Cienc. Tierra 2 : 857 - 880.
- Thompson, D.B., 1969. Dome-shaped aeolian dunes in the Frodsham Member of the so-called Keuper Sandstone Formation (Scythian-Anisian: Triassic) at Frodsham, Cheshire Basin (England) *Sedimentary Geology*, 3: 263-289.
- Tooth, S., 1999. Downstream changes in floodplain character on the Northern Plains of arid central Australia. En: Smith, N. and Rogers, J. (Eds.): *Fluvial Sedimentology VI*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 28*, p. 93-112.
- Tripaldi, A. y Limarino, C. O., 1998. Depósitos de interacción eólica-fluvial en el valle de Guandacol (provincia de La Rioja). VII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 136-137. Salta.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c Vinchina (provincia de La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100*.
- Valloni, R. and Mezzadri, G., 1984. Detrital modes of recent deep sea sands of the present continental margins. *Sedimentology 31*: 353-364.
- Vera Torres, J.A., 1994. *Estratigrafía, Principios y métodos*. Editorial Rueda, 806 págs. Madrid.

Recibido: 18 de abril, 2001

Aceptado: 23 de septiembre, 2002