

Estratigrafía de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino?

Federico M. DÁVILA¹ y Ricardo A. ASTINI²

CONICET, Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Universidad Nacional de Córdoba,
Av. Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina.

¹E-mail: fmdavila@com.uncor.edu

²E-mail: raastini@com.uncor.edu

RESUMEN. Se redescubren y analizan los espesos depósitos de la Formación del Crestón (>1700m) en el antepaís andino en la región del Famatina (Provincia de La Rioja), que en el pasado han sido relegados. Se definen sus paleoambientes y se discute su posición estratigráfica, edad y significado en el contexto de los depósitos sinorogénicos de la región del antepaís fragmentado. La unidad, predominantemente arenó-conglomerádica y de color rojo-morada registra una evolución en dos megaciclos granoestratocrecientes que representan una progresión desde etapas con escaso relieve a depósitos gruesos que caracterizan sectores proximales de abanicos aluviales. En el megaciclo inferior se suceden barreales (fangosos y salinos), abanicos terminales y abanicos aluviales de baja eficiencia mientras que en el ciclo superior se suceden depósitos de barreales, depósitos de sistemas entrelazados mixtos y abanicos aluviales de alta eficiencia. La diferencia composicional entre los conglomerados cuspidales de cada ciclo permite asociar el primero a devastación de cúpulas y coladas volcánicas andesíticas mientras que el segundo se vincula con exhumación de cuerpos graníticos que conforman parte del marco de antepaís fragmentado. En este trabajo, y a partir de relaciones de campo, los depósitos de la Formación del Crestón se consideran como antecesores de los clásicos depósitos sinorogénicos neógenos (Grupo Angulos) y se relacionan con evidencias aportadas por trazas de fisión y actividad orogénica en otras regiones de los Andes centrales para sostener que la unidad puede representar el registro más antiguo de la sedimentación de antepaís preservado en esta región. Asimismo, se infiere que el inicio de la fragmentación del antepaís andino y la evolución geológica de la región de Famatina es bastante más compleja de lo establecido con anterioridad.

Palabras clave: Formación del Crestón, Estratigrafía, paleoambientes, Cuencas de antepaís, Depósitos sinorogénicos, Paleógeno, Neógeno, Andes Centrales, Antepaís fragmentado, Famatina

ABSTRACT. *Geology of the Del Creston Formation, Famatina Ranges, Argentina: Paleogene sedimentation in the Andean Foreland?* Largely ignored thick (>1700m) dominantly conglomeratic and sandy red-purple strata of the Del Creston Formation in the Andean foreland in the Famatina Ranges (La Rioja Province) are analyzed and redefined. Its paleoenvironment stratigraphical position, age, and significance in the context of synorogenic Andean strata are discussed. The unit can be divided into two coarsening and thickening upward megasequences that record the geological evolution from low-relief to high-relief geomorphological stages, the latter represented by coarse deposits of proximal alluvial fans. Playa lake environments, distal alluvial fans, and low efficiency alluvial fans form the lower megacycle, whereas playa lake deposits, mixed braided systems and high efficiency alluvial fans constitute the upper megacycle. Conglomerate composition links the first megacycle with the erosion of andesitic flows and volcanic edifices, whereas the second cycle would be related to the exhumation of granite bodies that form part of the main framework of the broken foreland. The Del Creston Formation is considered here to be older than the classic Neogene synorogenic deposits (Angulos Group) based on fission track evidence and orogenic activity in other regions of the Central Andes. Hence, the beginning of the Andean broken foreland and its evolution in the Famatina region seems more complex than previously suggested.

Key words: Del Creston Formation, Stratigraphy, Paleoenvironments, Foreland Basin, Synorogenic deposits, Paleogene, Neogene, Central Andes, Broken foreland, Famatina

Introducción

La etapa de la evolución andina comprendida entre el Mesozoico y el Neógeno es poco conocida y son escasas las menciones de estratigrafías que representen este lapso en la región andina central. A excepción de algunas edades en vulcanitas andesíticas de los

Andes Chilenos (e.g. Levi *et al.* 1988, Sillitoe 1988, Charrier *et al.* 1996), trabajos estratigráficos de mayor detalle sólo se han referido al Paleógeno en los Andes de Bolivia y noroeste argentino (Sempere *et al.* 1997, Limarino *et al.* 1999, Kraemer *et al.* 1999, Galli y Hernández 1999, Horton y DeCelles 2001). El conocimiento de la evolución geológica de los Andes

Centrales durante este intervalo sigue siendo una gran incógnita, caracterizándose en la literatura como una etapa relativamente tranquila y de transición entre posibles contextos extensionales y el inicio de la cuenca de antepaís.

La información geológica publicada sobre el Sistema de Famatina (Fig. 1) es escasa y poco se sabe de las regiones de difícil acceso. En su región central, por debajo de la espesa sucesión neógena (Grupo Angulos) afloran los “Estratos Famatinenses” que

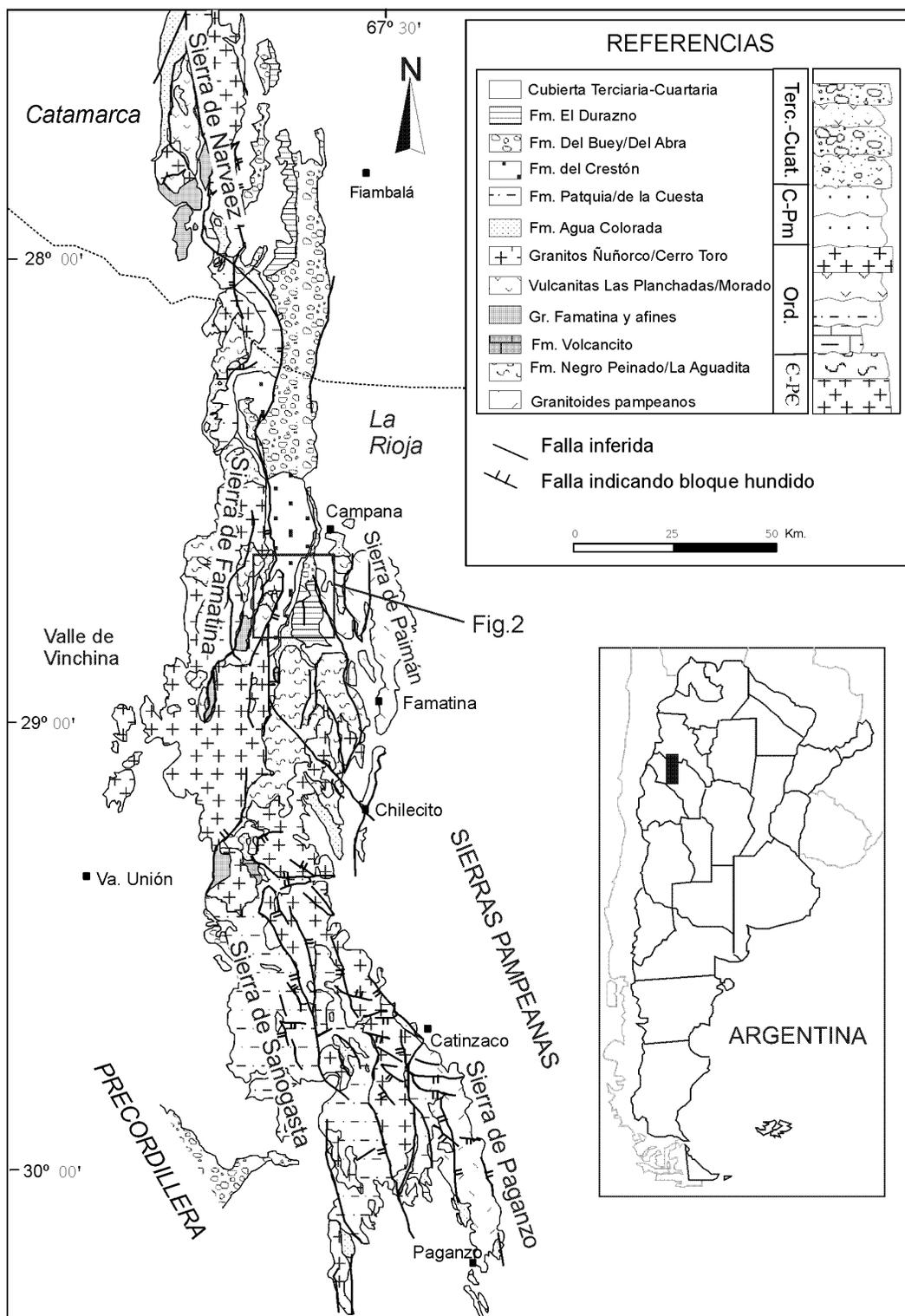


Figura 1: Mapa geológico del Sistema de Famatina y ubicación de la región de estudio (Modificado de De Alba 1979 y Astini 1998).

Bodenbender (1922) reconociera por sus características geológicas distintivas. Esta unidad rojo-morada y predominantemente conglomerádica, de más de 1700 metros de espesor, fue bautizada como Formación del Crestón por Turner (1960) y ha permanecido olvidada desde su última mención en De Alba (1979). Es claro, que a pesar de la dudosa edad de la Formación del Crestón, ésta se habría depositado con posterioridad al Pérmico, representado por las areniscas rojas de la Formación de la Cuesta (Turner 1960) y antes que la depositación del Neógeno (Aceñolaza *et al.* 1996). Esto permitiría *prima facie* ubicarla dentro de un intervalo poco conocido, pudiendo representar un eslabón perdido en la evolución temprana del orógeno andino (Dávila 2001).

A pesar que un gran número de estudios han tratado la evolución del relleno sinorogénico a lo largo del antepaís andino en el oeste y noroeste argentino (Jordan y Alonso 1987, Reynolds 1987, Tabbutt 1990, Tankard *et al.* 1995, Salfity *et al.* 1996, Galli y Hernández 1999, Ramos 1999, 2000), los espesos paquetes de la Formación del Crestón no han sido involucrados en dicho tratamiento. Asimismo, estos han sido ignorados en las recientes recopilaciones de la geología del Famatina (Aceñolaza *et al.* 1996, Caminos 1999). Según su posición estratigráfica la Formación del Crestón constituiría uno de los pocos registros preneógenos del antepaís andino externo.

El principal objetivo de este trabajo es describir la geología de la Formación del Crestón con énfasis en la estratigrafía y sus paleoambientes de sedimentación, sentando las bases para encarar en trabajos sucesivos, el análisis de la cuenca donde se habría acumulado esta potente secuencia sedimentaria. Durante los trabajos de campaña se levantaron columnas sedimentarias en las quebradas de arroyo Molle, arroyo Las Pircas, río El Durazno, río el Cajón, río Cachiuyuyo y río Chaschuil (Fig. 2), siendo este último el lugar de mejor exposición para su estudio.

Marco geológico general

El área de estudio se encuentra ubicada en la provincia de La Rioja, departamento de Famatina, entre las latitudes de 28°30' y 28°45'S aproximadamente, coincidiendo con las localidades de Angulos al S y la de Campana al N (Figs. 1 y 2). En esta región una potente sucesión de estratos sinorogénicos se ubican entre la sierra de Paimán y el Cordón de la Cumbre de la sierra de Famatina. La zona está comprendida en las hojas geológicas 15c de Vinchina (Turner 1964) y 15d de Famatina (Turner 1971), cubriendo parte de lo que Astini (1998) denominó región central del Sistema de Famatina.

La sierra de Famatina se ubica dentro del Sistema de Famatina (Petersen y Leanza 1953), unidad morfoestructural que con rumbo general N-S, se extiende a

lo largo de casi 400 km entre los 27° y 31° de latitud S (Fig. 1). Desde un punto de vista regional esta comarca limita con la Precordillera hacia el O, la Puna hacia el N y las Sierras Pampeanas hacia el E y NE, abarcando la provincia de La Rioja y parte sur de la provincia de Catamarca. Si bien esta región comparte una historia paleozoica superior-cenozoica con otras regiones a lo largo del antepaís andino (Salfity y Gorustovich 1983; Jordan y Alonso 1987, Salfity *et al.* 1996), difiere en su historia geológica temprana, caracterizada por potentes secuencias cambro-ordovícicas marinas con actividad magmática asociada (ver De Alba 1979, Aceñolaza *et al.* 1996, Astini 1998, 1999).

El estilo estructural de la sierra de Famatina ha sido definido como una típica faja plegada y corrida, caracterizado por estructuras plegadas con núcleos de Paleozoico superior e inferior y flancos fallados sobre depósitos sinorogénicos, sobrecorridos por el Cordón de la Cumbre (Astini 1998) (Fig. 2). El Sistema de Famatina ha sido enmarcado dentro del antepaís fragmentado (Jordan y Allmendinger 1986, Jordan 1995), donde el basamento participa de la deformación. Esta región del antepaís andino se desarrolla sobre una faja de subducción de bajo ángulo (Barazangi y Isacks 1976, Jordan *et al.* 1983). Pese a su posición externa en el antepaís, la sierra de Famatina presenta elevaciones superiores a los 6000 m de altura por encima del nivel de mar. Constituye así una de las regiones con tasa de alzamiento más elevadas de la cadena andina central (Tabbutt 1990).

El Grupo Angulos (Turner 1962) compuesto por las Formaciones del Abra, del Buey y El Durazno, junto con la Formación Santa Florentina (De Alba 1979); representan tradicionalmente la sedimentación del antepaís en la vertiente oriental del Famatina. Estos depósitos que registran la sedimentación a partir de 6,9±1,2 Ma (Tabbutt 1990) constituyen lo que ha sido denominado en otras comarcas geológicas como depósitos sinorogénicos (Ramos 1999) y su estudio es fundamental para entender la evolución estructural de la región durante la Orogenia Andina. A ellos debe sumársele la Formación del Crestón que, como se discute más adelante, constituye la primer unidad del ciclo andino en la región.

La Formación del Crestón se dispone formando los flancos más externos de un anticlinal (anticlinal Los Colorados) que expone un núcleo paleozoico de unidades ordovícicas, carboníferas y pérmicas en la región del río Cachiuyuyo (Fig. 2). Este anticlinal, levemente asimétrico, que fuese cartografiado oportunamente por Turner (1971) y Astini (1998), está flanqueado por el este por un corrimiento que sobrepone a la Formación de la Cuesta de edad pérmica *sensu lato* (Turner 1964) por sobre niveles conglomerádicos de la Formación del Crestón. Su espesor aflorante aumenta hacia el N donde se ubica el cierre periclinal de la estructura (Fig. 2).

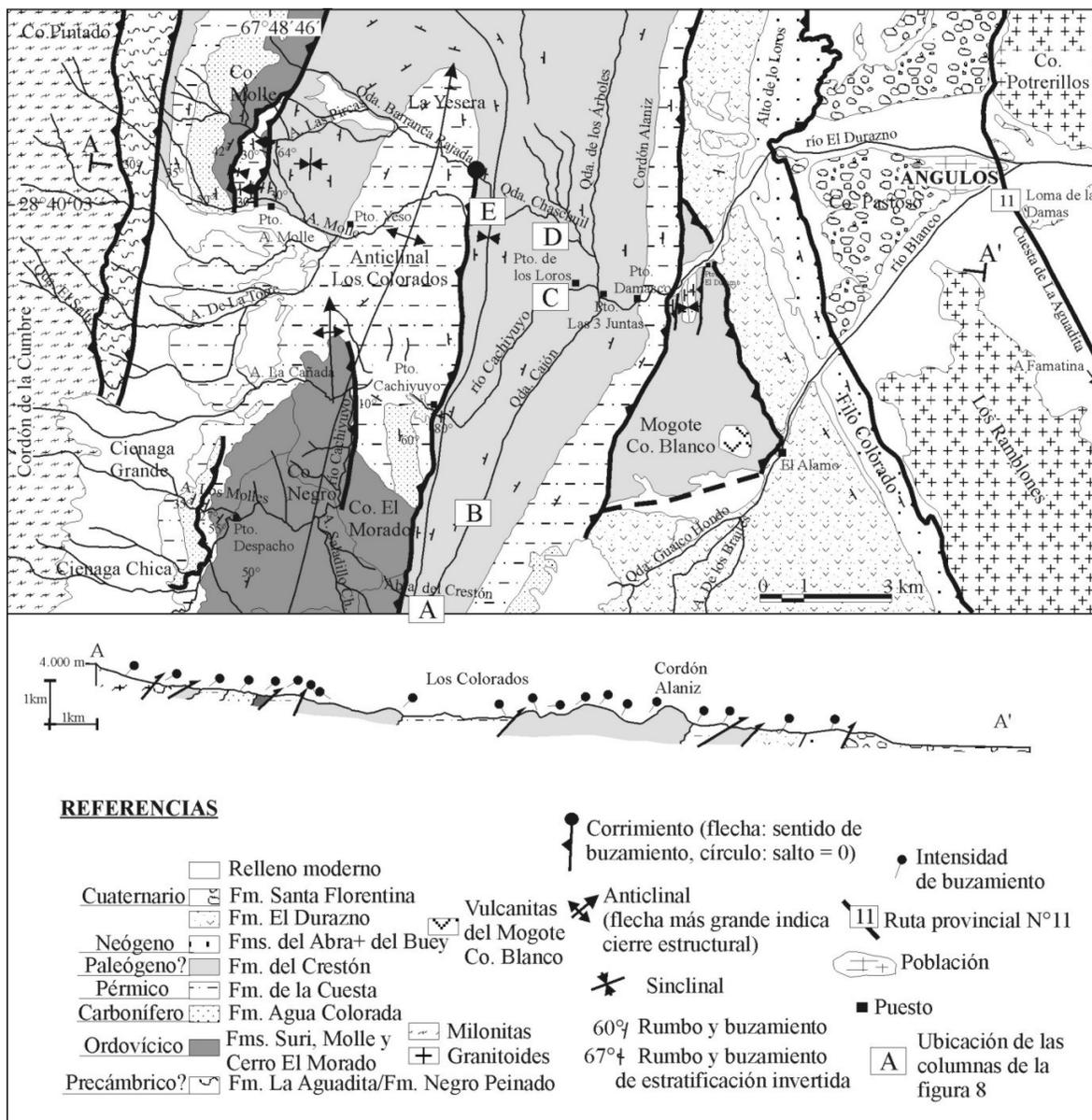


Figura 2.: Mapa de detalle de la región de estudio y sección geológica (región central del Famatina, véase ubicación en la Fig.1).

La Formación del Crestón

La Formación del Crestón aflora en el borde oriental de la sierra de Famatina entre el corrimiento principal del cordón de la Cumbre y la localidad de Angulos, en fajas submeridionales (Fig. 2). Se trata de un conjunto de conglomerados y areniscas con intercalaciones de limolitas y nódulos de yeso (Fig. 3) de color morado que generalmente resaltan del paisaje formando crestas elevadas. Se apoya en discordancia sobre depósitos pérmicos de la Formación de la Cuesta y se encuentra sobrecorrida por encima del Grupo Angulos de edad neógena (Tabbutt 1990), a través de una falla inversa N350°/50°O con estrías de falla 260°/50° que indican un movimiento techo hacia el E (Figs. 2 y 4a). Estas sedimentitas carecen de restos fósiles lo

que ha dificultado la determinación de su edad.

Entre los trabajos que hacen referencia a la Formación del Crestón cabe mencionar los realizados por Bodenbender (1922 y 1924), Groeber (1940), Tognon (1945), Turner (1962, 1964 y 1971), Parker (1974) y De Alba (1979). También Sosic (1972) y Maisonave (1979) se refieren a la Formación del Crestón, al correlacionarla con unidades expuestas en regiones aledañas. Turner (1964) y De Alba (1979) la correlacionaron con las facies volcánicas del Choiyolitense o Grupo Choiyoi aflorantes en la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, Maisonave (1979) con la Formación Vinchina aflorante al oeste de Famatina y Parker (1974) con las Formaciones Las Tamberías, del Áspero, Lagarcito y Grupo del Cerro Overo aflorantes en la región del

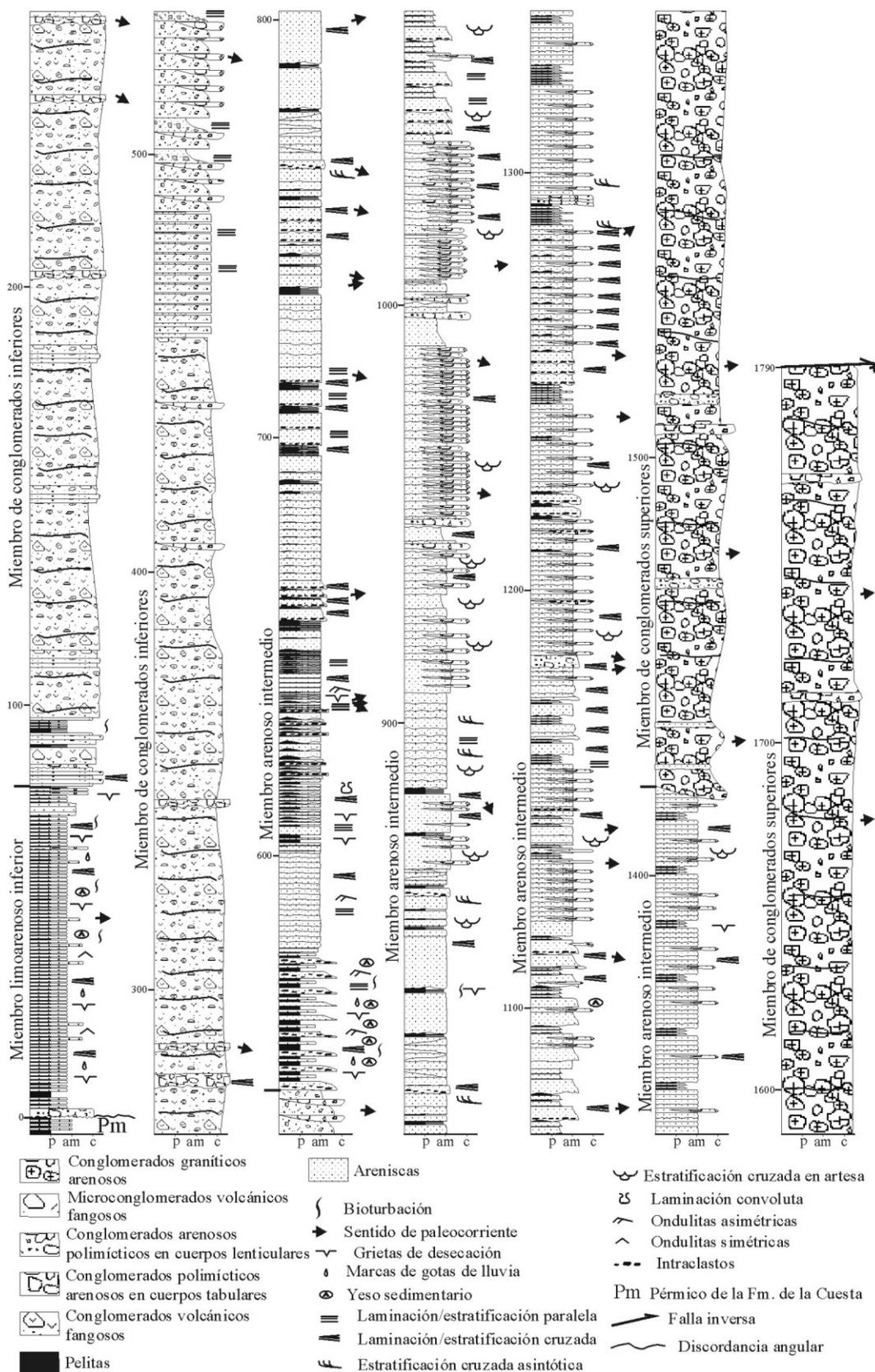


Figura 3: Columna estratigráfica de la Formación del Crestón (1790 m).

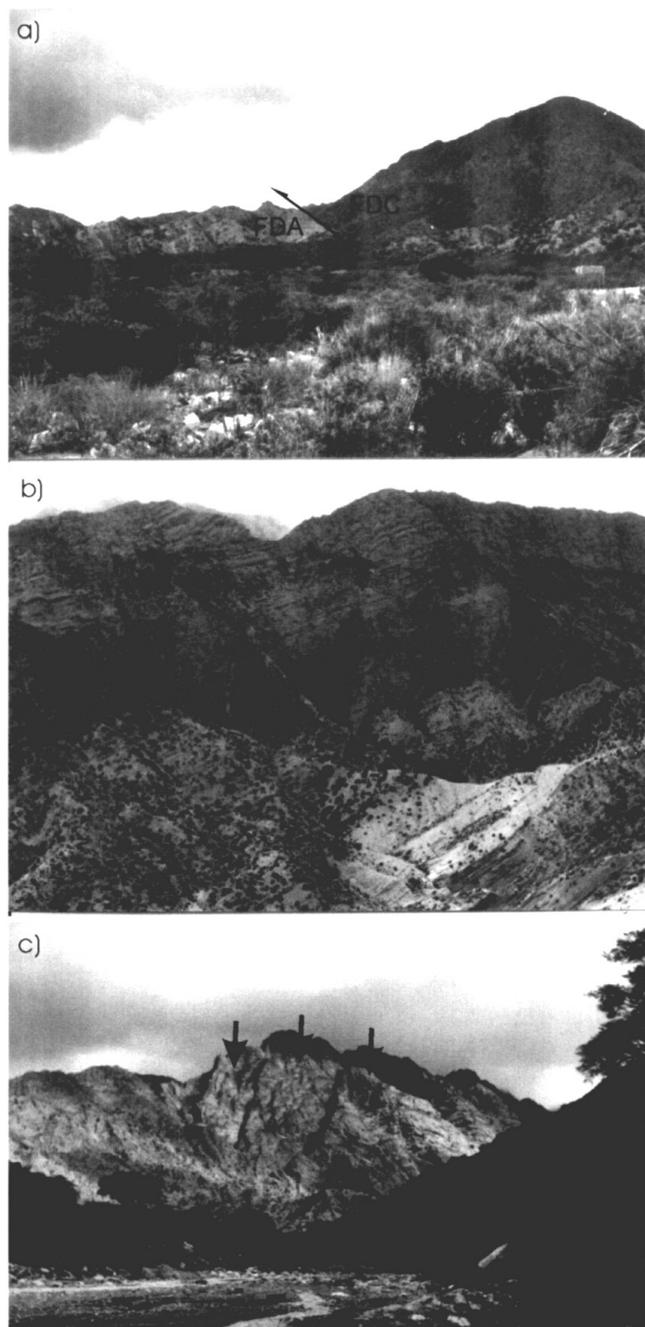


Figura 4: **a**, Contacto por falla inversa entre la Formación del Crestón (FDC) y la Formación del Abra (FDA) (Neógeno) sobre el Puesto el Durazno, **b**, contacto entre la Formación del Crestón y el Pérmico en la región de la Yesera (ver Fig. 2). Inmediatamente por encima de la flecha se observa el miembro limoarenoso inferior que pasa hacia arriba al miembro de conglomerados inferiores. Obsérvese el arreglo grano estrato creciente que representa la megasecuencia o ciclo inferior. **c**, Vista al SE del miembro de conglomerados inferiores en el Puesto las 3 Juntas (Fig. 2). Las flechas marcan ciclos con arreglo grano estrato decreciente dentro del miembro.

Bolsón de Talampaya y nordeste de la Precordillera. Recientemente, Limarino *et al.* (2000) correlacionaron con reservas a la Formación del Crestón con la Formación La Ciénaga del Río Huaco (Precordillera central)

de edad cretácica. Es preciso hacer notar que este abanico de posibilidades se basa en el desconocimiento de la estratigrafía y sedimentología detallada de la Formación del Crestón.

La Formación del Crestón se prolonga hacia el norte dentro de las Hojas 14c, Cerros Cuminchango (Maisonave 1979) y 14d, Tinogasta (Sosic 1972) y a pesar de su conexión cartográfica, ha sido designada con distintos nombres formacionales (Formaciones Río Colorado y Vinchina). En este trabajo se unifican los distintos nombres con que se conocen a esta unidad (ver cuadro 1).

La unidad puede ser dividida en cuatro miembros informales (Fig. 3). El miembro limoarenoso basal se caracteriza por el desarrollo de 70 m de pelitas y areniscas finamente estratificadas, aunque incluye en su base un conglomerado fino de extensión regional y espesor variable entre 0,5-2 m (Fig. 3 y 4b). Le suprayace en forma neta el miembro de conglomerados inferiores (porfiritas de Turner 1964), matriz soportados y de composición predominantemente volcánica, de aproximadamente 450 m de potencia (Fig. 3 y 4c). Le sigue el miembro arenoso intermedio con un espesor aproximado de 900 m de espesor, caracterizado por su ritmicidad interna y la alternancia de conglomerados y microconglomerados clasto soporte, con intercalaciones de delgados bancos limoarenosos (Fig. 3 y 5a). La formación culmina con el miembro de conglomerados superiores que posee un espesor aproximado de 370 m que se caracteriza por generar relieves prominentes. Este último está formado principalmente por conglomerados arenosos y clastosoportados de composición granítica (Fig. 3 y 5a).

Edad de la Formación del Crestón

La edad de la Formación del Crestón ha sido muy discutida durante años y asignada alternativamente al Mesozoico o al Cenozoico (ver cuadro 1). Así, Bodenbender (1922), Groeber (1952) y Turner (1964) adjudicaron a la formación una edad triásica sobre la base del estudio de clastos de rocas volcánicas presentes en el tramo basal, correlacionándolos con el “Choiyoilitense” de la Precordillera y Cordillera Frontal. Más tarde, Bodenbender (1924), Bossi (1977) y De Alba (1979) propusieron una edad cretácica, basándose en la posición estratigráfica intermedia entre el Pérmico y el Neógeno. Asimismo, en un trabajo reciente, Limarino *et al.* (2000) correlacionaron con reservas a la Formación del Crestón con la Formación Ciénaga del Río Huaco de edad cretácica. Otros trabajos como Groeber (1940) y Maisonave (1979) la adjudican al Terciario. La suposición de Maisonave (1979) se basa en una equivalencia litoestratigráfica con la Formación Vinchina, de edad miocena superior (Tabbutt 1987, 1990,

Cuadro 1: Correlaciones y distintas designaciones para la Formación del Crestón.

Edad	Bondenbender 1922-1924	Turner 1960, 1964	Turner 1967	Turner 1971	Sosic 1972	Parker 1974	Bossi 1977	Maisonave 1979	De Alba 1979	Aceñolaza <i>et al</i> 1996	Este Trabajo	
Neógeno	Plioceno 5,3-1,8 Ma	Estratos Calchaqueños	Fm. Toro Negro	Fm. Mogote Fm. Schaquí	Fm. Salicás Fm. El Potrerillo Fm. Costa de Reyes	Fm. del Crestón	Fm. R. Mañero	Fm. Toro Negro Fm. Vinchina Fm. Costa Reyes	Fm. El Durazno Fm. Mogote	Fm. El Durazno Fm. Mogote/Costa Reves		
			Fm. Vinchina	Fm. Tamberia Fm. de los Aparejos	Gr. Angulos			Fm. R. Colorado = Fm. del Crestón	Fm. R. Colorado = Fm. del Crestón	Fm. del Buey Fm. del Abra		
Paleógeno	Oligoceno 33,7- 23,8 Ma	Estratos Famatinenses				Fm. del Crestón	Fm. Qda de Medano		Fm. del Abra		Fm. del Crestón	
	Eoceno 54,8-33,7 Ma											
	Paleoceno 65-54,8 Ma											
Cretácico 144-65 Ma	Estratos Famatinenses					Fm. del Crestón	Fm. Co Rajado =Fm. del Crestón		Fm. del Crestón	Fm. del Crestón	Fm. del Crestón	
Jurásico 206-144 Ma												
Triásico 248-206 Ma	Piso III de los Estratos de Paganzo	Fm. del Crestón		Fm. del Crestón		Fm. Qda de la Coipa y correlativas		Fm. Co Baquerano Fm. R. Teidal				

Tabbutt *et al.* 1989). Finalmente, Parker (1974) ubicó estratigráficamente a los “estratos famatinenses” (entre ellos la Formación del Crestón) dentro de un “piso estructural” comprendido entre el Terciario inferior y el Triásico superior. Según el autor, estas unidades definen una gran cuenca sedimentaria de ambiente continental, limitada por las primeras estribaciones cordilleranas al oeste y las Sierras Pampeanas al este.

Asociaciones de facies

Las asociaciones descritas fueron diferenciadas sobre la base del agrupamiento estratigráfico natural y considerando datos sedimentológicos levantados en el campo. Se distinguieron 5 asociaciones de facies (Fig. 6 y cuadro 2): A) de ambientes de barreales fangosos e interfluvios áridos, B) de barreales salinos y lagos efímeros, C) de conglomerados fango soportados, D) de areniscas y conglomerados multiépí-sódicos, E) de conglomerados arenosos y clasto-soportados.

Asociación de ambientes de barreales fangosos e interfluvios áridos

Constituye la casi totalidad del miembro limo-arenoso inferior de la Formación del Crestón. Asimismo, se desarrolla en el miembro arenoso intermedio, particularmente en su porción inferior. La mejor exposición puede estudiarse sobre un filo ubicado a aproximadamente 100 m hacia el N del puesto de los Damascos (Fig. 2). Está constituida por una alternancia rítmica de limolitas y arcillitas delgadas laminadas y macizas y areniscas finas a muy finas, delgadas a medianas (Fig. 5b y 6a), con coloración morada. La estratofábrica es delgada a muy delgada y geométricamente los depósitos poseen una marcada tabularidad. Entre la sedimentación fina de fondo se intercalan capas de areniscas medianas a gruesas, a veces

sabulíticas, de geometría también tabular.

Las areniscas, fangosas en general, constituyen capas con geometría tabular y muy buena continuidad lateral e, internamente, son macizas, gradadas o laminadas. Entre estas últimas es frecuente el desarrollo de laminación cruzada con muy bajo ángulo u ondulaciones de baja amplitud con longitudes de onda métrica seguidas de trenes de ondulitas asimétricas y escalonadas. Algunos niveles muestran microondulitas simétricas con tapices limoarcillosos cubriendo los valles. Grietas de desecación (Fig. 5b) y marcas de lluvia se desarrollan en forma recurrente en esta asociación.

Una característica sobresaliente de esta asociación es el desarrollo de bioturbación, que en ocasiones oblitera la estructura interna de las capas. Es común la presencia de tubos de 2-3 mm de diámetro y 2-3 cm de largo, con disposición oblicua hasta perpendicular a las capas (Fig. 6a), rellenos con areniscas de granulometría media (350-500 Mm). También aparecen protuberancias elipsoidales asimétricas del orden del centímetro en la base de algunos estratos que se asemejan a trazas formadas por la actividad de organismos detritívoros.

Algunos niveles de limolitas y areniscas finas de esta asociación tienen abundantes cristales de yeso prismático intercrecidos que le otorgan un aspecto moteado.

Las intercalaciones de areniscas medianas y gruesas hasta sabulíticas poseen remarcable continuidad lateral (> 1000 m) y poseen un arreglo interno gradado normal que contrasta con el fondo limo-pelítico. Su espesor es mediano a delgado. Comienzan con base neta erosiva sobre la que se dispone el término más grueso (areniscas sabulíticas) que incluye frecuentes intraclastos pelíticos. Le sigue un término laminado con laminación paralela difusa dispuesta en *sets* de algunos centímetros de espesor que con frecuencia se truncan con bajo ángulo. En ocasiones las láminas presentan ondulaciones de longitud de onda métrica. Finalmente, los topes están coronados por trenes de ondulitas, comúnmente asimétricas escalonadas y afectadas por deformación convoluta. Las paleo-corrientes medidas indican sentido general hacia el

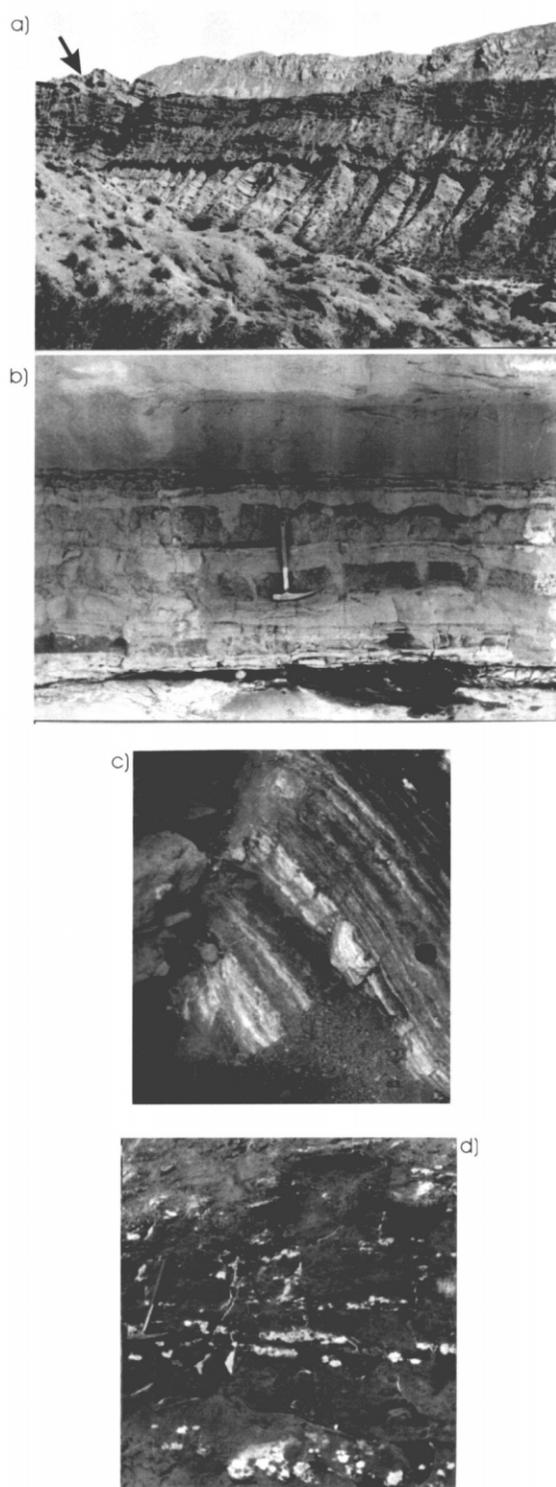


Figura 5: **a**, Miembro arenoso intermedio en la quebrada del Cajón (Fig. 2), representado por la asociación de facies de areniscas y conglomerados multiepisódicos. La flecha marca el comienzo del miembro de conglomerados superiores. Nótese el arreglo grano estrato creciente que representa la megasecuencia o ciclo superior. **b**, Asociación de facies de barreales fangosos e interfluvios áridos. Obsérvese el desarrollo reiterado de niveles con grietas de desecación. **c**, Niveles laminares con yeso correspondientes a la asociación de facies de barreales salinos y lagos efímeros. **d**, Yeso nodular de la asociación de facies de barreales salinos y lagos efímeros.

este. En algunos topes se registran ondulitas de oleaje y grietas de desecación, en otros casos una cubierta pelítica recubre pasivamente al depósito arenoso.

Interpretación: El predominio de la sedimentación fina permite inferir el dominio de sedimentación marginal con intervalos de decantación interrumpidos por tracción de bajo régimen flujo, tanto uni como bidireccional. Algunas evidencias indicarían que durante cierto tiempo estas planicies habrían estado cubiertas por agua. No obstante, los colores rojo-morados y la frecuente intercalación de niveles con grietas de desecación, y retrabajo de oleaje indican ambientes muy someros a subaéreos y relativamente áridos. La bioturbación en algunos niveles indica una cierta actividad biológica desarrollada en algunos intervalos mientras que la cristalización de evaporitas indica la importancia de los fenómenos de evaporación, que habrían conducido a fenómenos de precipitación intrasedimentaria.

Los niveles arenosos, más continuos, se habrían formado a partir de flujos turbulentos en alto régimen desconfinado. La ausencia de evidencias de acreción lateral, la geometría tabular de las areniscas, su gradación interna y la secuencia de estructuras es compatible con la depositación en mantos de crecida (Olsen 1989). La facies de mantos de crecida (*sheet floods*) aparece en forma recurrente intercalada dentro de la asociación y refleja la presencia esporádica de lluvias torrenciales en el sistema (Reid y Frostick 1987), que habrían incrementado la capacidad de arrastre, llevando materiales arenosos a mayor distancia durante eventos dominados por flujos turbulentos en alto régimen de flujo. Estos habrían construido lóbulos distales en los sistemas efímeros dominados por finos (*cf.* Parkash *et al.* 1983), hecho que queda reflejado por la disminución progresiva de las condiciones de régimen de flujo como lo indican las estructuras sedimentarias. La actividad de organismos dentro de algunos niveles indica la naturaleza episódica de eventos de inundación, aspecto usual de los ambientes semiáridos. Así mismo, los parches de arcillitas entre las zonas deprimidas de las micronebulitas y las cubiertas pelíticas reflejan la decantación posterior a un evento de inundación.

Puede concluirse que la asociación caracteriza a depósitos de barreales y abanicos y desbordes de canales efímeros (*cf.* Stear 1983, Tunbridge 1984). No obstante, puede alternativamente tratarse de una asociación de desborde en interfluvios áridos de ríos alóctonos (*e.g.* río Nilo).

Asociación de barreales salinos y lagos efímeros

Esta asociación de facies presenta características de estratofábrica muy similares a las de la asociación de barreales fangosos e interfluvios áridos y se desarro-

lla en transición a ella, particularmente, en el tramo basal del miembro limoarenoso inferior y del miembro arenoso intermedio (Fig. 6). Dentro de ella, es común la presencia de yeso laminar y también de yeso nodular distribuido homogéneamente dentro de niveles limoarenosos estratigráficamente acotados (Figs. 5c y d). En algunos niveles, los nódulos han distorsionado totalmente la estructura primaria del depósito llegando a alcanzar hasta 20-30 cm de diámetro. En otros casos la distribución nodular es homogénea y la fábrica es en malla (*chicken wire texture*) a través de espesores del orden del metro. En ocasiones, cuando el crecimiento de yeso ha sido más localizado se observan estructuras enterolíticas y gradación de yeso prismático intercrecido con distinta densidad en la sedimentación detrítica de fondo.

En general, los paquetes con buena proporción de yeso primario, contienen también gran cantidad de yeso secundario, de tipo selenítico, en forma de relleno de fracturas y venillas con desarrollo de fibras perpendiculares a las paredes de grietas y clivaje de fractura.

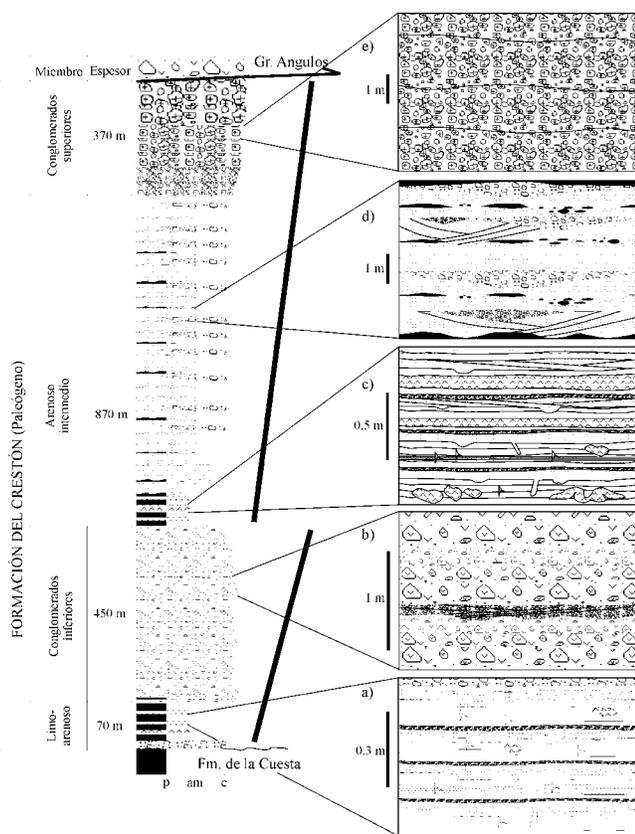


Figura 6: Columna estratigráfica sintética con detalles representativos de las asociaciones de facies: **a**, asociación de facies de barreales fangosos e interfluvios áridos, **b**, asociación de facies de conglomerados fango soportados, **c**, asociación de facies de barreales salinos y lagos efímeros, **d**, asociación de facies de areniscas y conglomerados multipisódicos y **e**, asociación de facies de conglomerados arenosos y clastosoportados. Barras a la derecha de la columna indican megaciclos.

Interpretación: La sucesión de yeso prismático intrasedimentario y yeso nodular, en malla y enterolítico forman la secuencia típica de llanuras hipersalinas con decapitación parcial o total del término subácueo. Este último caracterizado por crecimiento prismático de cristales coalescentes de yeso en *chevrón* es típico de depósitos hipersalinos lacustres (Shearman 1978, Schrieber 1986) y no está representado. Por esta razón, se favorece un ambiente de freáticas subsuperficiales hipersalinas, sobresaturadas en sulfato, que habrían favorecido la precipitación cíclica de yeso intrasedimentario con distinta tasa de crecimiento de acuerdo a las variaciones de la tasa de evaporación. Este ambiente es común de zonas distales en abanicos aluviales de clima árido, en la zona de barreales fuera de la influencia de depósitos gruesos en depresiones intermontanas y en interfluvios de ríos alóctonos distales con fases de aridez climática.

Tanto la estratofábrica tabular delgada y la muy buena continuidad lateral de este intervalo, como su asociación con la facies de barreales fangosos (asociación A) permiten inclinarse por un marco vinculado a depresiones intermontanas endorreicas, del tipo de los barreales y su transición a lagos efímeros salinos. No obstante, a pesar de reconocerse procesos de retrabajo por oleaje (trenes de ondulitas y microondulitas simétricas) en los niveles más arenosos, la ausencia de facies de yeso coalescente es crítica para descartar la presencia de cuerpos hipersalinos perennes en clima árido.

Desde el punto de vista climático, la sedimentación indica dominio de procesos de evaporación con baja tasa de sedimentación y fluctuación periódica de la freática subsuperficial. Estas características son dominantes en ambientes de barreales salinos intermontanos (Lowenstein y Hardie 1985), que podrían ser considerados en pequeña escala como análogos de una cuenca lacustre subalimentada (*underfilled lake basin* de Carroll y Bohacs 1999).

Asociación de conglomerados fango soportados

El miembro de conglomerados inferiores, de composición volcánica, está representado casi en su totalidad por esta asociación (Fig. 4c y 6). En menor proporción está presente en el miembro de conglomerados superiores, aunque en este caso son de composición granítica. Presenta una buena exposición en el curso superior del río El Durazno, hasta la bifurcación con la quebrada del Cajón (Fig. 2). Está formada por conglomerados matriz soportados mal seleccionados de color morado a pardo oscuro que exhiben estratofábrica cruda (Fig. 6 y 7a). Dentro de esta asociación, pueden reconocerse agrupamientos de conjuntos de bancos de distinto orden, incluyendo cuerpos mayores de varios metros de espesor (25-75 m) (Fig. 4c) separados por intervalos de muy reducido espesor

Cuadro 2: Asociaciones de facies de la Formación del Crestón.

Asociación de facies	Descripción	Interpretación
A) Barreales fangosos e interfluvios áridos.	Alternancia rítmica de limolitas y arcillitas laminadas y macizas y areniscas finas. Desarrollo de laminación cruzada de bajo ángulo y trenes de ondulitas simétricas y asimétricas. Abundantes grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia, cristales de yeso y escasas evidencias de bioturbación.	Depósitos de barreales y abanicos efímeros. Asimismo, podría tratarse de depósitos de desborde en interfluvios áridos de ríos alóctonos.
B) Barreales salinos y lagos efímeros.	Se diferencia de la asociación de facies de barreal fangoso por la presencia de abundante yeso intrasedimentario prismático, nodular, y enterolítico.	Depósitos de barreales salinos intermontanos.
C) Conglomerados fango soportados	Conglomerados matriz soportados mal seleccionados de composición volcánica con estratificación cruda. Pobre imbricación de clastos.	Depósitos de abanico aluvial dominados por flujos de detritos.
D) Areniscas y conglomerados multiepisódicos	Areniscas lítico-feldespáticas intercaladas con bancos lenticulares areno-conglomerádicos en forma cíclica. Las areniscas constituyen cuerpos tabulares a intermedios. Los bancos presentan estratificación paralela, cruzada planar, en artesa y megaestratificación sigmoidal o son macizos y tienen estructuras de corte y relleno con conglomerados de intraclastos. Hay desarrollo de niveles limo-arcillosos, en ocasiones con rasgos pedogenéticos. Los conglomerádicos tienen buena imbricación.	Depósitos fluviales multiepisódicos de ríos entrelazados con desarrollo limitado de llanuras de inundación.
E) Conglomerados arenosos y clastosoportados	Conglomerados gruesos arenosos y clasto soportados con estratificación cruda. Los bancos son tabulares y hay desarrollo de imbricación.	Depósitos de abanicos aluviales dominados por flujos turbulentos e hiperconcentrados.

(menor al metro) con estratificación mejor desarrollada y granulometrías promedio más finas (Fig. 6 y 7a). A la mesoescala no existe dentro de los cuerpos mayores un arreglo granulométrico marcado en la estratofábrica, salvo por una leve disminución del espesor de las capas aparejado a una disminución en el tamaño de grano. Esto se observa a la macroescala, donde la sutil disminución de espesores y granulometrías se manifiestan como particiones “finas” a la escala del afloramiento. La geometría de los cuerpos mayores es tabular, con continuidad lateral en afloramientos del orden del kilómetro. Los contactos entre los distintos cuerpos como así también entre las diferentes capas interiores son por lo general no erosivos y suavemente ondulado. En ocasiones se observan clastos sobredimensionados proyectados hacia arriba (protrusión).

Internamente a los cuerpos de mayor espesor existen capas o bancos de aproximadamente 3 y 7 m de potencia que reflejan agrupamientos de capas amalgamadas (Fig. 6e). Sutiles variaciones texturales o gradaciones permiten en ocasiones diferenciar los eventos individuales. Dentro de estos bancos el promedio de los espesores de capas, cuando son reconocibles, varía entre 1,5 y 0,3 metros. Internamente, las capas son predominantemente macizas, con clastos sobredimensionados distribuidos azarosamente. Localmente, por su angulosidad, presentan texturas de brechas. Ocasionalmente, se observan gradaciones inversas en

la base de capas y muy rápidas gradaciones normales en los toques. La fábrica dominante es matriz soportada. En algunos niveles, en proporción subordinada, los clastos están en contacto y agrupados, aunque con desarrollo muy pobre de la imbricación. Estos indican un predominio de corrientes dirigidas al este. En forma muy subordinada hay desarrollo de microconglomerados matriz soportados que pueden tener entre 1 y 1,5 m de espesor.

El tamaño máximo de los clastos está entre 30 y 40 cm, con un tamaño promedio aproximadamente acotado entre 5-10 centímetros. Estos se hallan inmersos en una matriz de arena gruesa mal seleccionada con importante proporción de fango intersticial. Clastos, gránulos y granos de arena en general son angulosos, subangulosos y subredondeados y, en general, cuanto mayor es el tamaño de clasto mayor es el redondeamiento. En cuanto a su composición, los clastos son casi en su totalidad fragmentos de rocas volcánicas de textura porfírica y composición de fenocristales andesítica (fenoandesita). Los fenocristales son de plagioclasa, minerales ferromagnesianos y opacos. Son escasos los clastos de líticos graníticos y sedimentarios (<<0,5%), siendo los últimos los de menor representatividad. La matriz, a veces con alteración carbonática, está formada principalmente por fragmentos de rocas volcánicas de tamaño arena gruesa hasta sabulítica. También la componen cuarzo, plagioclasa y escasos líticos de origen granítico.

Interpretación: La mala selección, la textura angulosa y el predominio de matrices fangosas del grueso de los depósitos de la asociación de facies es típico de flujos de detritos dominados por mecanismos cohesivos (Postma 1986) y reología viscosa-laminar (Pierson y Costa 1987, Whipple 1997). Las relaciones entre espesores y tamaños máximos es consistente con depósitos de flujos de detritos cohesivos (Nemec y Steel 1984). Las geometrías como las texturas descriptas indican escaso transporte desde el área fuente. La composición relativamente monomítica indica escasa mezcla, lo que puede ser tomado como otra evidencia de proximidad al área fuente. Esta asociación es típica de abanicos de baja eficiencia (Colombo 1992) donde los procesos constructivos dominantes son los flujos de detritos. En general tipifican a sistemas de abanicos aluviales con escasa dispersión de sedimentos y pequeño radio de curvatura, vinculados con relieve joven y con cuencas imbríferas pequeñas (Blair y McPherson 1994).

Si comparamos con otras secuencias sedimentarias similares, esta asociación de facies correspondería a depósitos proximales de abanico aluvial, próximos al ápice del abanico y donde las pendientes son por lo general de entre 12.9° y 9.1° (Blair y McPherson 1992). Debido a la composición volcánica de la asociación, podría considerarse que el área fuente estaba formada predominantemente por material volcánico.

Asociación de areniscas y conglomerados multiepisódicos

Esta asociación es propia del miembro arenoso intermedio de la Formación del Crestón, estando mejor expuesta en el perfil de la quebrada del río Chaschuil (Fig. 2). Se trata de areniscas finas, medias, gruesas, muy gruesas y sabulíticas intercaladas con bancos lenticulares areno-conglomerádicos que se disponen en cuerpos de arreglo cíclico y espesores variables (Fig. 3, 5a y 6), pero de orden métrico (hasta 10 m de potencia) y colores rojos-morados pálidos.

Según la relación extensión lateral versus espesor (Miall 1985) pueden separarse dos geometrías de cuerpos: a) bancos tabulares de areniscas con participación secundaria de conglomerados de intraclastos y menor participación de extraclastos y b) cuerpos lenticulares con aspecto de canales amplios con relaciones extensión lateral/ espesor superiores a 100 y sólo localmente incisivos (Fig. 6d). Los cuerpos tabulares poseen espesores variables y su continuidad lateral en dirección perpendicular a la dirección de paleocorrientes es muy superior a 100 metros. Estos bancos poseen una marcada recurrencia y tienen bases erosivas y desarrollo gradado normal, culminando en los topes con niveles limosos y limoarcillosos con rasgos pedogenéticos incipientes (Fig. 6). Localmente presentan estructuras de corte y relleno (0,5 m de pro-

fundidad) en la base con abundantes intraclastos pelíticos incluidos en las areniscas sabulíticas del relleno basal (Fig. 3 y 6). Los intraclastos (5-10 cm de largo) se disponen con el eje b imbricado y transversal al flujo $a(t)$ - $b(i)$. Intraclastos aislados de tamaño bloque (0,50 m por 0,25 m) suelen disponerse próximos a la base. A los conglomerados basales, no siempre presentes, comúnmente le siguen *sets* con estratificación cruzada en artesa y planar en ocasiones alternando con capas con laminación paralela difusa (Fig. 3 y 6). En el tope es común el desarrollo de trenes de ondulitas asimétricas donde los contactos entre *sets* escalonados quedan remarcados por acumulación de pesados. Localmente los niveles con ondulitas escalonadas están deformados con laminación convoluta.

En ocasiones la estructura interna de los bancos es maciza y sólo se advierten particiones finas sutiles o alineamientos de intraclastos entre bancos consecutivos. En secciones transversales a la dirección del flujo se reconocen ocasionales superficies diagonales asintóticas (sigmoides) (Fig. 3).

Los cuerpos lenticulares poseen una mayor proporción de conglomerados y se caracterizan por tener bases netas onduladas y rellenos gradados y gradado-estratificados con variedades paralelas, paralelas difusas y cruzadas (Fig. 6). Entre la estratificación cruzada dominan la de tipo planar y la de bajo ángulo. Estos conglomerados poseen imbricación dominante de tipo $a(t)$ - $b(i)$, indicando paleocorrientes hacia el este (Fig. 3).

Desde el punto de vista composicional existe un cambio gradual y progresivo en sentido vertical. No obstante, en general puede clasificarse a las areniscas como lítico-feldespáticas, siendo los conglomerados polimíticos. Estos últimos están dominados por clastos de rocas graníticas, volcanitas (andesíticas y riolíticas), sedimentarias y de cuarzo. Entre los de naturaleza sedimentaria son mayoritarios los de areniscas rojas del Paleozoico superior y verdosas del Paleozoico inferior de la región. Aspectos más detallados al respecto son objeto de un trabajo separado.

Interpretación: Esta asociación correspondería a depósitos fluviales multiepisódicos. Tanto las geometrías descriptas como la secuencia de rellenos gradados y ciclicidad del depósito indican una recurrencia de canales fluviales que comienzan con una fase erosiva y gradualmente decrecen en su intensidad de transporte. Conglomerados de intraclastos y grandes bloques pelíticos se interpretan como producto de incisión local de las márgenes e inestabilidad de los canales. La gradación granulométrica junto con la secuencia de estructuras indican regímenes de flujo decrecientes hacia el tope de los bancos lo cual puede vincularse con secuencias de barras de espolón. Desarrollo incipiente de paleosuelos es propio de depósitos de llanura. La megaestratificación sigmoidal transversal a la dirección de las paleocorrientes implica

una cierta sinuosidad (migración lateral) de los cursos fluviales y se interpreta como superficies de acreción lateral. No obstante, su escasez indica que los fenómenos de avulsión habrían predominado ante la migración lateral. La escasa proporción de finos preservada y frecuente amalgamación entre capas indican gran movilidad de los cauces con relación a la tasa de hundimiento. Los espesores de bancos y las granulometrías promedio son compatibles con ríos entrelazados mixtos areno-gravosos de caudal perenne. Las variaciones texturales y geométricas descritas son compatibles con la variación esperada en depósitos de ríos entrelazados.

Asociación de conglomerados arenosos

Caracteriza al miembro de conglomerados superiores (Fig. 3 y 5a) y está mejor representada en la vertiente occidental de la quebrada del Cajón (Fig. 2) donde suprayace al miembro arenoso intermedio. Se trata de conglomerados gruesos arenosos (tanto clastosoportados como matriz soportados) con estratificación cruda, composición granítica y colores rosados.

La estratofábrica es cruda tratándose de cuerpos poco diferenciados y aspecto tabular a la macroescala, englobados en cuerpos mayores de geometría mantiforme e intermedia con contactos netos ondulados de varios metros de espesor (Fig. 6). En detalle se trata de conglomerados pobremente seleccionados con escasa estructuración interna y ocasionales niveles clastosoportados e imbricados indicando sentidos de las corrientes hacia el este. Los tamaños promedio oscilan en un rango de 10-30 cm, alcanzando los tamaños máximos 1 m de diámetro. Desde el punto de vista textural, los clastos poseen formas equidimensionales a elongadas y son subredondeados a muy redondeados. Desde el punto de vista composicional, los clastos y bloques de granito superan el 80 %, estando el 20 % restante representado por litologías sedimentarias y volcánicas provenientes de las unidades ordovícicas del área. Dentro de la fracción granítica pueden diferenciarse variedades equigranulares y otras con marcada foliación (milonitas). La matriz arenoso-sabulítica posee una composición arcósica.

Interpretación: Esta asociación caracteriza a depósitos de abanicos aluviales con dominio de corrientes turbulentas hiperconcentradas. La ausencia de facies fangosoportadas, la matriz predominantemente arenosa, la redondez de clastos y las geometrías equidimensionales a elongadas son todos elementos comunes de depósitos de abanicos con escorrentía superficial importante. La geometría tabular y la estratificación cruda son atributos de sectores relativamente proximales, caracterizados por sectores con canales expandidos y rápida migración lateral dentro del abanico. La ausencia de depósitos de flujos de detritos como así también

la ausencia de facies estructuradas permiten inferir que estos abanicos estuvieron dominados por procesos de flujos turbulentos hiperconcentrados (Smith 1986) donde la mayor parte de la carga se transportó como carga de lecho y de manera rápida (Todd 1989), mediante mecanismos predominantemente inerciales (Pierson y Costa 1987, Whipple 1997). La ausencia de depósitos finos y los tamaños promedios y máximos de clasto son comunes en sectores proximales de abanicos aluviales. En situaciones climáticas de cierta aridez, como lo indica la buena preservación de los clastos graníticos, litología dominante en los conglomerados, el área fuente no entrega gran cantidad de matriz fina. Por esta razón, tal vez no dominan los flujos de detritos cohesivos sino variedades no cohesivas (Postma 1986) del tipo de los flujos hiperconcentrados.

Organización vertical

Por encima de un delgado conglomerado basal de expresión regional se desarrollan facies de barreales (Fig. 3, 4b, 6 y 7), que habitualmente caracterizan a regiones distales de abanicos aluviales modernos (McGowen y Groat 1971). La proporción relativa de conglomerados aumenta bruscamente con el comienzo del miembro de conglomerados inferiores volcánicos (asociación de facies de conglomerados fango soportados) (Fig. 3, 4c, 6 y 7), que corresponden a depósitos proximales de abanicos aluviales de baja eficiencia. Los episodios de corrientes efímeras que intercalan en la parte alta de este miembro sugieren un cambio gradual en las condiciones de eficiencia del abanico. El arreglo de los estratos desde la base de la formación hasta la parte media del miembro de conglomerados inferiores muestra una clara tendencia grano estrato creciente pudiendo considerarse como comprendidos dentro de una megasecuencia (Fig. 4b y 6) (*cf.* Steel *et al.* 1977, Gloppen y Steel 1981). La progresiva intercalación de conglomerados más finos y mantos de crecida conglomerádicos permite diferenciar ciclos menores (Fig. 3 y 6), de escala decamétrica, grano estrato decrecientes dentro del miembro de conglomerados inferiores, atribuibles a diferentes secuencias de lóbulos gravosos que se acomodaron dentro del depocentro (*cf.* Gloppen y Steel 1981, Fraser y DeCelles 1992, Frostick y Steel 1993).

A partir de la base del miembro arenoso intermedio comienza una nueva sucesión grano estrato creciente (Fig. 6). Esta segunda megasecuencia está constituida de abajo hacia arriba por depósitos de barreales que son sucedidos por sistemas fluviales entrelazados multiepisódicos (Fig. 3, 5a, 6 y 7). Estos últimos muestran una variación interna característica de mecanismo autocíclicos que puede atribuirse a variaciones en el régimen estacional de la descarga o a procesos de avulsión propios del sistema (Allen 1978, Mackey

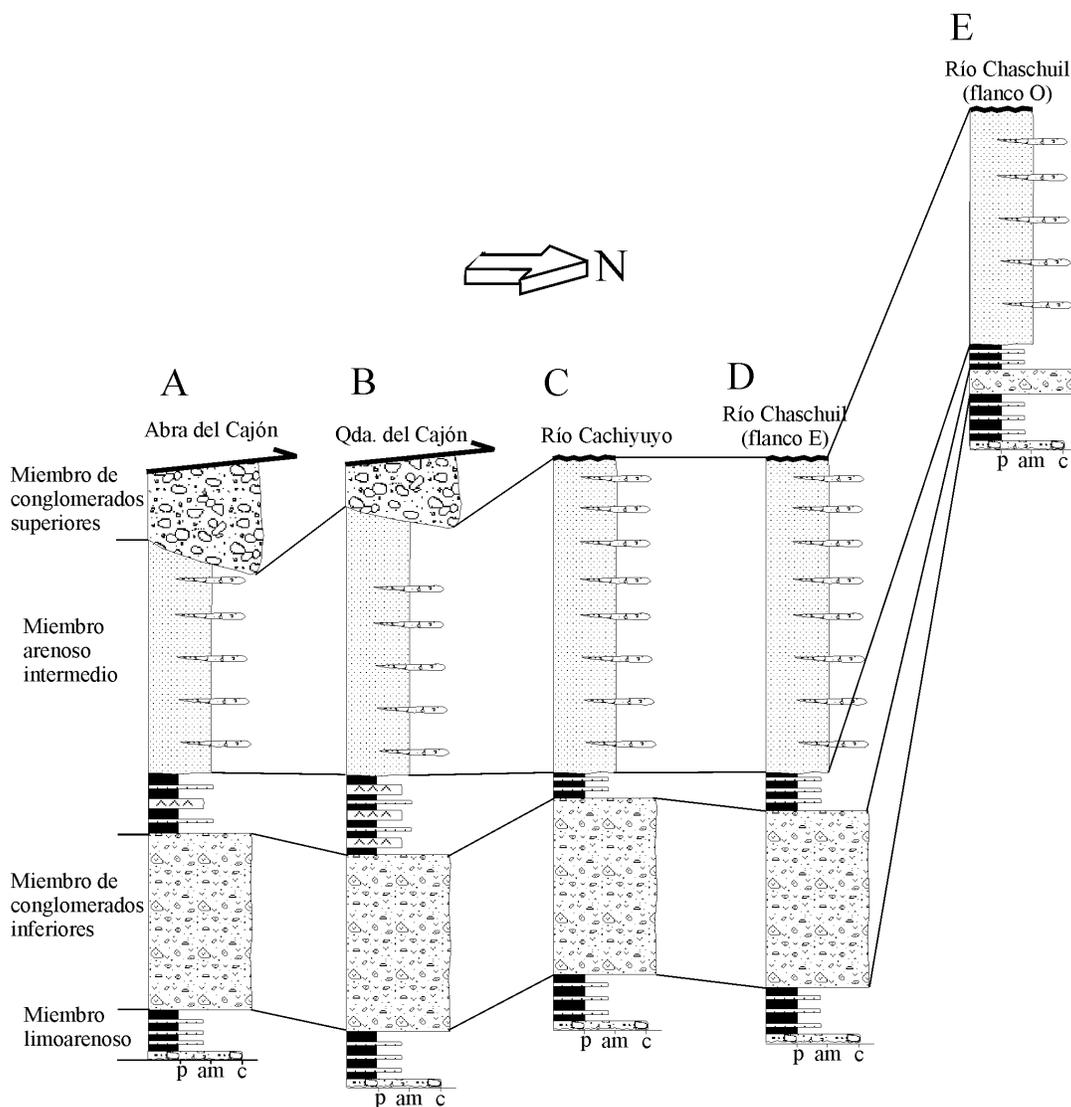


Figura 7: Columnas estratigráficas simplificadas mostrando las variaciones de espesor de los distintos miembros en sentido este-oeste y norte-sur. Ver ubicación de cada columna (A, B, C, D y E) en el mapa de la figura 2.

y Bridge 1995). La megasecuencia culmina con los conglomerados superiores graníticos.

La presencia de “ciclos” de centenares a miles de metros de espesor (Fig. 4b, 5a y 6) sugiere que mecanismos alocíclicos fueron responsables del ordenamiento (Frostick y Steel 1993, Hartley 1993). Fluctuaciones macroclimáticas posiblemente hayan sido de poca importancia durante la depositación de la Formación del Crestón, debido a que la presencia de grietas de desecación (Fig. 5b), evaporitas (Fig. 5c y d) y sistemas efímeros (Fig. 5b) a través de la formación sugiere sedimentación bajo un clima semiárido constante. En correspondencia, climas áridos a semiáridos son registrados a través del centro de Sudamérica desde el Cretácico (Riccardi 1987) y durante la mayoría del Terciario (Jolley *et al.* 1990), en respuesta al crecimiento de la cadena montañosa andina, una de las barreras climáticas más efectivas de Sudamérica

(Jordan *et al.* 1997). Cambios en la litología del área fuente influenciaron sin dudas la sedimentación. El cambio composicional registrado entre los conglomerados inferiores y los superiores, respectivamente coronando los dos ciclos mayores de la unidad, constituyen una clara evidencia de ello (Fig. 3, 6, 7 y 8). Las variaciones eustáticas como factores de influencia en el ordenamiento secuencial de esta unidad pueden tentativamente descartarse al tratarse de sedimentación netamente continental y predominantemente proximal. Por lo tanto, la actividad tectónica, ya sea en la forma de levantamientos del área fuente y/o subsidencia de la cuenca, habría sido la principal responsable del arreglo estratal de mayor orden de la Formación del Crestón (Fig. 8).

Estudios de rellenos de cuenca (Blair y Bilodeau 1988, Heller *et al.* 1988, Paola 1988, Heller y Paola 1989, Hartley 1993) sugieren que secuencias aluviales

grano crecientes resultan del retrabajo de gravas proximales durante periodos de disminución de la tasa de subsidencia, que suceden a etapas de actividad y carga tectónica (estadio de tranquilidad tectónica). Esto, sin embargo, no puede comprobarse en sectores muy proximales de la antifosa (Burbank *et al.* 1988). Esta progradación, inducida por la falta de acomodación en la cuenca, es generalmente acompañada por incisiones en sectores proximales, que generalmente quedan muy por encima del nivel de base. Estos estu-

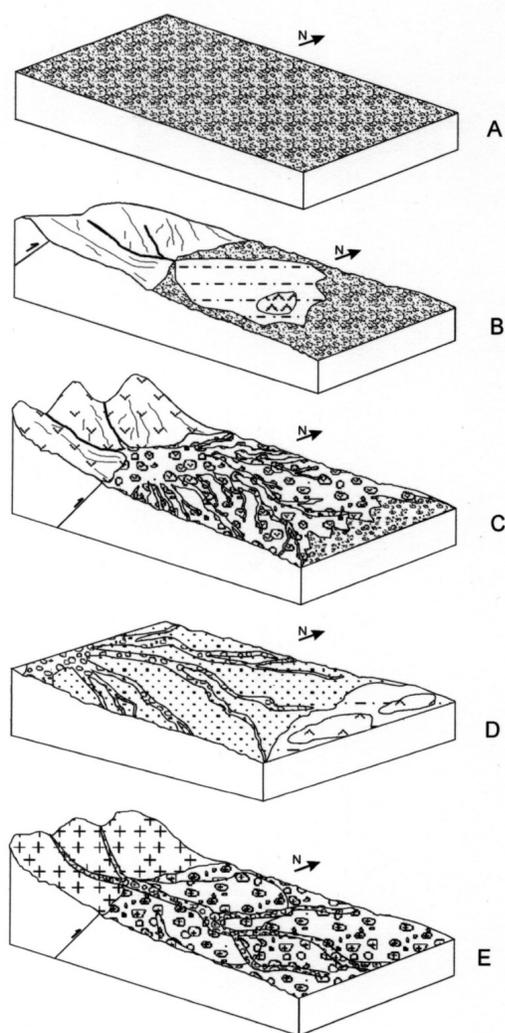


Figura 8: Diagramas conceptuales mostrando la evolución y desarrollo de la Formación del Crestón. **A,** Fase de peneplanización y deposición de un conglomerado fino de extensión regional expuesto en la base de la Formación del Crestón. **B,** Inicio de la subsidencia y deposición del miembro limoarenoso. **C,** Deposición del miembro de conglomerados inferiores con un dominio de la composición andesítica que indica una etapa de reactivación tectónica con aporte desde zonas con vulcanitas andesíticas. Dominio de abanicos de baja eficiencia. **D,** Etapa de tranquilidad con desarrollo de sistemas depositacionales de bajo gradiente y generación de barreales fangosos y salinos, y de cursos fluviales proximales que caracterizan a la asociación multiepisódica arenosa. **E,** Etapa de progradación y desarrollo de abanicos aluviales de alta eficiencia (miembro de conglomerados superiores).

dios relacionan secuencias grano decrecientes con periodos tectónicamente activos, donde la carga tectónica retrae la fosa hacia el frente montañoso, incrementando la tasa de hundimiento y el espacio de acomodación de facies gruesas que quedan restringidas a sectores proximales del sistema. En estos últimos la respuesta sedimentaria es inmediata y depende fundamentalmente de la tasa de sedimentación y la cobertura areal de los sistemas de avenamiento (Burbank *et al.* 1988).

Considerando lo anterior, las dos megasecuencias grano crecientes (Fig. 4b, 5a y 6) estarían reflejando periodos de actividad tectónica sincrónicos con la deposición de la Formación del Crestón. En ambos casos, el pasaje de los sistemas efímeros a los conglomerados inferiores volcánicos (ciclo inferior) y entre los sistemas entrelazados y los conglomerados superiores graníticos (ciclo superior) es poco gradual (Fig. 3, 4b, 5a, 6 y 7). En el segundo caso, en particular, una superficie incisiva se desarrolla localmente (expuesta en la quebrada del Cajón, véase Fig. 2) entre ambas asociaciones que refleja una caída relativa del nivel de base. En consecuencia se interpreta que el fenómeno de progradación rápida sería compatible con estadios de actividad tectónica en regiones de ubicación muy proximal respecto de las áreas de aporte. A diferencia de estos, el conglomerado basal de la unidad, caracterizado por su extensión regional, marcada tabularidad y granulometría fina puede interpretarse como característico de una etapa de tranquilidad tectónica en sectores distales del antepaís.

La proximidad del depocentro durante la sedimentación se confirmaría por la presencia de discordancias de crecimiento (Dávila y Astini, en prensa), que constituyen una evidencia directa de interacción entre tectónica y deformación progresiva de los estratos sinorogénicos (Riba, 1976; Burbank *et al.* 1988).

Evolución paleoambiental

La organización vertical y lateral de las distintas asociaciones de facies sugiere un ambiente de sedimentación continental relativamente proximal para el grueso de la Formación del Crestón. Es claro el predominio de facies de abanicos aluviales con transiciones hacia barreales, barreales salinos y eventualmente a sistemas fluviales entrelazados que, en general, indican la existencia de paleotopografías importantes (Fig. 8). Los indicadores climáticos, en tanto, favorecen una fuerte restricción climática con fases de marcada aridez, mejor representadas por los intervalos con evaporitas.

Del análisis general de la columna puede inferirse una mayor influencia de escorrentía superficial hacia los tramos superiores de la unidad, donde dominan las facies fluviales, más propias de abanicos de alta eficiencia y en contraste con el tramo basal donde domi-

nan barreales y abanicos dominados por flujos densos, de baja eficiencia dispersiva (Fig. 6 y 8).

Desde el punto de vista arquitectural el sistema depositacional es, sin dudas, más complejo de lo que aparenta en un perfil dado, ya que lateralmente se comprueban cambios de espesor en sentido norte-sur diferentes a los observados en sentido este-oeste (Fig. 7). Asimismo, transiciones graduales entre asociaciones de facies y hasta reemplazos de espesores importantes pueden verificarse en perfiles distanciados dos o tres kilómetros en sentido norte-sur (Fig. 7).

La asociación limoarenosa basal es la de mayor continuidad lateral (Fig. 7), tanto en espesor como en su arreglo interno, lo que sugiere la existencia de un relieve inicial maduro al comienzo de la subsidencia (Fig. 8). El conglomerado fino de extensión regional que separa a la Formación del Crestón de las unidades infrayacentes representaría el registro de una fase de peneplanización previa al depósito de la unidad (Fig. 8), durante una etapa de tranquilidad tectónica.

La mayor variación arquitectural ocurre a partir de la asociación de conglomerados inferiores (Fig. 7). Desde el inicio de su depositación habría existido un fuerte condicionamiento topográfico, limitando la geometría de depocentros y el desarrollo de barreales en regiones más deprimidas. Desde un punto de vista evolutivo, el pasaje abrupto de la asociación limoarenosa basal a la asociación de conglomerados inferiores con un dominio neto de la composición andesítica indica una etapa de reactivación del sistema con aporte neto desde zonas próximas con intenso vulcanismo andesítico (Fig. 8). Tanto el espacio de acomodación como las pendientes regionales habrían cambiado, en relativamente poco tiempo, para generar el abrupto cambio observado (Fig. 8). Este se interpreta como una progradación rápida de abanicos de baja eficiencia sobre barreales salinos y planicies fangosas con sistemas fluviales efímeros (Fig. 8). El progresivo aumento de espesor de los conglomerados volcánicos hacia el este indica que la subsidencia se incrementaba en ese sentido (Fig. 7). Si este primer ciclo conglomerádico refleja o no un alzamiento tectónico inicial en la cuenca asociado con magmatismo andesítico es, sin dudas, un punto que merece ser investigado en mayor profundidad. En particular, porque antecede claramente a la secuencia sinorogénica (véase, Ramos 1999) reconocida para la región. Sea cual fuere su origen, los procesos sedimentarios involucrados y la composición indican una proximidad al frente montañoso y el comienzo de una marcada inestabilidad en la cuenca.

Tras el depósito de los sistemas de abanicos representados en el miembro de conglomerados inferiores se desarrolla una nueva etapa de tranquilidad y retracción de cabeceras que dio paso al desarrollo de sistemas depositacionales pandos y la generación de nuevos barreales fangosos y salinos (Fig. 6 y 8). Desde un

punto de vista climático, no habría habido un cambio notable entre la base del miembro arenoso intermedio y el basal, al persistir la facies de depósitos evaporíticos. No obstante, a partir de este miembro, y en forma progresiva, se instalan sistemas fluviales que caracterizan a la asociación multiepisódica arenosa (Fig. 8). Esta asociación marca la influencia de sistemas de alta eficiencia donde cursos perennes, sujetos a una marcada estacionalidad, son los encargados de modelar el paisaje generando la recurrencia litofacial observada. Depósitos similares son interpretados en la literatura reciente como megabanicos (*e.g.* DeCelles y Cavazza 1999, Horton y DeCelles 2001) vinculados con sistemas de cursos perennes con alta descarga que drenan sistemas montañosos ligados con extensos sistemas de avenamiento. El desarrollo de cursos fluviales proximales de estas características permite establecer una comparación con sistemas de cuencas imbríferas bien desarrolladas (Schumm 1977), que reflejan estadios geomorfológicos relativamente avanzados dentro del paisaje del *hinterland* (Fraser y DeCelles 1992, Horton y DeCelles 2001). Esta asociación es compatible con la existencia de paleopendientes regionales menores a las que caracterizan a las asociaciones previas (*cf.* Blair y McPherson 1994) y, en particular, a la reflejada por los conglomerados inferiores (Fig. 8).

Suprayace a la asociación areno-conglomerádica multiepisódica una nueva etapa de marcada progradación, caracterizada por el desarrollo de abanicos aluviales (miembro de conglomerados superiores) (Figs. 6, 7 y 8). Localmente, entre estas dos asociaciones se desarrolla una superficie erosiva (Fig. 3). Los conglomerados graníticos estuvieron dominados por procesos inerciales, más comunes de sectores proximales de abanicos de alta eficiencia (Fig. 8) que habrían drenado cuencas de avenamiento de mayor magnitud (*cf.* Blair y McPherson 1994, Horton y DeCelles 2001).

Posición y significado estratigráfico de la Formación del Crestón

La distribución geográfica de los “estratos famatinienses” según Parker (1974) coincide llamativamente con la ubicación de la cuenca de antepaís andina. Es interesante notar que Ramos (1999, pg. 644) infiere que los depósitos de la Formación Vinchina ($7,3 \pm 1,3 - 4,3 \pm 1,0$ Ma) aflorantes al oeste de la sierra de Famatina tienen continuidad en la vertiente oriental. No obstante la Formación Vinchina se correlacionaría con las unidades del Grupo Angulos que abarcan aproximadamente el mismo intervalo temporal (véase Tabbutt *et al.* 1989) y no con la infrayacente Formación del Crestón.

Debido a la dificultad de establecer correlaciones litoestratigráficas en ambientes de abanico aluvial,

incluso dentro de una misma cuenca, se desestima la utilización de esta metodología como un criterio unívoco para inferir la edad de la Formación del Crestón. También, se descarta la posibilidad de correlación entre el miembro de conglomerados inferiores de la Formación del Crestón con las facies volcánicas de la Precordillera (datadas recientemente como del Mioceno medio-alto por Jordan *et al.* 1993) que afloran a varios kilómetros hacia el suroeste de la región de estudio, ya que la inmadurez de los conglomerados volcánicos de la Formación del Crestón revela escaso transporte. Estos debieron necesariamente haberse depositado en las adyacencias del área fuente, pudiendo inferir que el área de aporte, de composición fenoandesítica, se encontraba a escasos kilómetros. Desde un punto de vista geoquímico, las andesitas tienen una baja relación de La/Sm y La/Ta sugiriendo que se trata de vulcanismo de retroarco (Kay comunicación epistolar 2001). Asimismo, considerando la naturaleza del vulcanismo puede diferenciarse claramente de la composición del vulcanismo triásico (generalmente riolítico) y también del Cretácico (generalmente más básico).

La Formación del Crestón se halla dispuesta en discordancia regional de bajo ángulo por encima de la Formación de la Cuesta. Un dato importante es que su relación con el Neógeno (Grupo Angulos) es por falla inversa sobre el curso del río El Durazno (Fig. 2 y 4a) y de discordancia erosiva sobre el curso del río Blanco (Bodenbender 1922). De esta manera, implica necesariamente una edad más antigua que la unidad basal del Grupo Angulos, que desde su base misma presenta importantes proporciones de rocas graníticas derivadas de altos de basamento intracuencales (*e.g.* Turner 1971). El hallazgo de calizas tabulares de posible origen marino (1 m) y de paquetes de eolianitas (>250 m) dentro de unidades del Grupo Angulos (Dávila 2002, Dávila y Astini en preparación), se correlacionaría con eventos regionales del Mioceno medio (19-13 Ma, Jordan *et al.* 2001, Pérez *et al.* 1996). Estos depósitos afloran por debajo de las tobas datadas en 6.9 Ma (Tabbutt 1990), dentro de la Formación del Buey y del Durazno indicando que más de 1000 m de espesor del Grupo Angulos se habrían depositado durante el Mioceno inferior y medio (Dávila y Astini en preparación). Considerando su grado de litificación, la Formación del Crestón presenta una notable diferencia con los depósitos del Paganzo y con los del Grupo Angulos, estos últimos notablemente menos cementados.

La correlación de la Formación del Crestón con depósitos mesozoicos del O y NO argentino es improbable. Mientras que las unidades cretácicas presentan en general tendencias grano estrato decrecientes propias de depósitos de cuencas extensionales, formados durante el episodio de *rifting* neocomiano (Uliana *et al.* 1989), la Formación del Crestón muestra dos ciclos con arreglo grano estrato creciente

(Fig. 6). Estos últimos caracterizan a depósitos sinorogénicos de cuencas de antepaís (*cf.* Allen y Homewood 1986).

Discusión e implicancias de la Formación del Crestón en la evolución del antepaís andino

Datos termocronológicos de trazas de fisión en apatitas (Coughlin *et al.* 1998) permiten inferir que habría existido un importante evento orogénico Paleógeno. Los estudios realizados por Coughlin *et al.* (1998) en clastos de conglomerados miocenos, en granitos ordovícicos y en diques porfíricos ordovícicos de la sierra de Famatina, sugieren dos episodios de enfriamiento rápido. Uno de ellos se registra entre los 60-40 Ma (Paleoceno-Eoceno medio) y otro entre los 10-5 Ma (Neógeno). Esta información avalaría la existencia de fenómenos de denudación posiblemente vinculados con movimientos verticales (*cf.* Summerfield 1991), a pesar que fenómenos de exhumación pueden estar controlados por variaciones del relieve local, cambios climáticos, variación litológica o fluctuaciones del nivel de base (Fitzgerald *et al.* 1995). Mientras que el episodio de enfriamiento 10-5 Ma puede vincularse con la formación de la cuenca de antepaís neógena del Grupo Angulos, el episodio de enfriamiento paleógeno es interpretado por Coughlin *et al.* (1998) como el comienzo de la deformación andina en la región. Si consideramos lo anterior, la yacencia de la Formación del Crestón por debajo de las sucesiones neógenas y su arreglo estratigráfico compatible con el de cuencas de antepaís, la unidad podría estar vinculada al primer evento de enfriamiento y levantamiento propuesto por Coughlin *et al.* (1998). En este sentido, los conglomerados graníticos del tope de la unidad estarían marcando un importante evento de exhumación (*unroofing*) de fuentes graníticas provenientes del oeste.

Considerando la posición estratigráfica de la Formación del Crestón, la marcada diferencia con los depósitos sinorogénicos del Grupo Angulos y los datos de termocronología de Coughlin *et al.* (1998) es factible la existencia de una etapa de tectonismo anterior al clásico ciclo Neógeno para la región de Famatina. Sempere *et al.* (1997) demuestran la existencia de un diastrofismo temprano (Paleógeno) responsable de la estructuración e inicio de la cuenca de antepaís continental para el noroeste argentino y Bolivia. Sempere *et al.* (1997) asignan una edad de 59-58 Ma a esta etapa de estructuración incipiente. Hartley (1993) y Kraemer *et al.* (1999) describieron sedimentación en un marco de cuenca de antepaís de retroarco en el Eoceno de la región del Salar de Atacama y en Antofalla, norte de Chile y noroeste Argentino, respectivamente. En un trabajo reciente, Horton y DeCelles (2001) proponen un importante desarrollo de depósitos paleógenos para aquella re-

gión, compatibles con un desarrollo importante del *hinterland*. En el oeste argentino, salvo los datos termocronológicos de Coughlin *et al.* (1998) coincidentes con las edades indicadas por Sempere *et al.* (1997), no han sido mencionados registros sedimentarios que puedan apoyar la hipótesis de una etapa de estructuración temprana del antepaís. En este sentido, la Formación del Crestón constituiría la primera evidencia y, por su expresión, ésta no habría sido nada despreciable. No obstante, datos geocronológicos, termocronológicos y magnetoestratigráficos aportarán mayor exactitud a los datos indirectos aquí presentados para precisar la edad de la unidad.

Varios autores (Tabbutt 1987, 1990, Reynolds 1987, Tabbutt *et al.* 1989, Malizia *et al.* 1995) utilizando trazas de fisión sobre apatitas de depósitos piroclásticos de caída del Grupo Angulos y la Formación Santa Florentina proponen un modelo de evolución estructural neógeno, en donde la depositación de unidades sinorogénicas se produjo durante el lapso 7-4 Ma. Siguiendo esta propuesta, Ramos *et al.* (2002) estiman que previo a los 7 Ma la sierra de Famatina no habría existido. En su trabajo original, Tabbutt (1990) indica que la región del Famatina se habría comportado como una extensa cubeta que actuaba como zona de pasaje entre la alta cordillera y el sector de las Sierras Pampeanas y relaciona el levantamiento de la sierra de Famatina con la intrusión de la dacita Mogote de Cerro Blanco (10-4 Ma en Aceñolaza *et al.* 1996). En tanto, Malizia *et al.* (1995) y Ramos (1999), sugieren que la progresión de la deformación fue de oeste a este hasta los ~10 Ma, época en que se levantaron los primeros bloques de basamento pampeano (*broken foreland*). También proponen que la sierra de Tarjados (actual terminación austral del Sistema del Famatina) se habría levantado a los 5 Ma. El alzamiento temprano del Famatina, como se desprende del análisis de la Formación del Crestón, indica que posiblemente dicha evolución no fue tan simple y que la región se habría comportado como un antepaís fragmentado con anteclivación a la depositación del Grupo Angulos.

La Formación del Crestón representaría los depósitos de una cuenca de antepaís relacionada con el crecimiento de una faja plegada y corrida ubicada al oeste, como se infiere de la composición de los clastos y datos preliminares de paleocorrientes. La formación correspondería a depósitos sinorogénicos, tal como lo manifiestan los sistemas depositacionales preservados y el arreglo vertical y espesores de la unidad. Todo indicaría que la espesa columna de la Formación del Crestón registra parte de la evolución temprana del antepaís andino. Asimismo, desde el punto de vista composicional se podría vincular a los conglomerados andesíticos del ciclo inferior con la devastación de cúpulas y coladas volcánicas andesíticas (Fig. 8), mientras que el segundo ciclo se vincularía con exhumación de cuerpos granitos que conforman parte del antepaís fragmentado (Fig. 8). En consecuencia, pue-

de inferirse que el Famatina se habría levantado exponiendo macizos graníticos en épocas previas al Mioceno tardío, en contraposición con los modelos existentes de evolución del antepaís andino (*e.g.* Tabbutt 1990, Malizia *et al.* 1995, Ramos 1999, Limarino *et al.* 2001), que sólo involucran basamento en la deformación a partir de fines del Mioceno (~10-7 Ma).

Conclusiones

1. Se estudia y redefine la Formación del Crestón en el Famatina (La Rioja), que comprende un mínimo de 1790 m de espesor y está compuesta por una sucesión morada predominantemente arenoconglomerádica. La posición estratigráfica y su naturaleza han sido previamente discutidas, sin existir un acuerdo entre los autores que hicieron referencia a ella.

2. Sobre la base de observaciones geológicas de campo se diferenciaron cuatro miembros informales: a) miembro limoarenoso basal caracterizado por el desarrollo de pelitas y areniscas finamente estratificadas, que incluye en su base un conglomerado fino de extensión regional, b) miembro de conglomerados inferiores matriz soportados y de composición predominantemente volcánica, c) miembro arenoso intermedio caracterizado por depósitos rítmicos de areniscas gradadas con intercalaciones limoarenosos y alternancias de conglomerados y microconglomerados y d) miembro de conglomerados superiores formado por conglomerados arenosos y clasto soportados de composición netamente granítica.

3. Sobre la base del agrupamiento estratigráfico natural y datos sedimentológicos se diferenciaron 5 asociaciones de facies: A) asociación de ambientes de barreales fangosos e interfluvios áridos, B) asociación de barreales salinos y lagos efímeros, C) asociación de conglomerados fango soportados, D) asociación de areniscas y conglomerados multiepisódicos y E) asociación de conglomerados arenosos y clastosoportados.

4. La unidad comprende dos ciclos grano estrato crecientes de gran escala (megasecuencias) que se vinculan con procesos tectónicos y ciclos menores de escala (decamétrica y métrica) que se asocian con mecanismos de progradación de lóbulos y procesos autocíclicos (avulsión y/o migración lateral recurrentes).

5. El arreglo vertical de asociaciones de facies muestra un cambio gradual dentro de la cadena de ambientes continentales gradando desde un dominio de abanicos de baja eficiencia en el ciclo inferior a un dominio de abanicos de alta eficiencia en el ciclo superior. Esto se relacionaría más con la evolución del antepaís que con cambios climáticos.

6. A partir de datos termocronológicos publicados de trazas de fisión en apatitas y su íntima relación con

la cronología propuesta para otras regiones andinas centrales y considerando las relaciones de campo de la Formación del Crestón con el Neógeno supra-yacente se infiere que esta unidad representa un depósito sinorogénico temprano, comparable con secuencias de cuencas de antepaís. Estos elementos permiten deducir una edad paleógena *sensu lato*, ya que anteceden a los clásicos depósitos sinorogénicos miocenos de la región. No obstante, una edad más aproximada sólo será obtenida mediante estudios geocronológicos adicionales.

7. Los datos presentados en este trabajo confirmarían que la sierra de Famatina habría estado levantada previo a lo sugerido en trabajos anteriores, introduciendo variaciones en los modelos evolutivos del antepaís andino. Asimismo, la composición granítica de los conglomerados superiores indicaría que la participación de basamento en la deformación (antepaís fragmentado) habría sido anterior a lo sugerido previamente.

Agradecimientos

El trabajo constituye parte de la tesis doctoral en desarrollo de uno de los autores (FMD). Se agradece a Fernando Gómez y Juan Antonio Giargei por su valiosa ayuda en las tareas de campo; a Don Fausto y Antonio Leiva y a Don Pedro Alvarez, baquianos durante las distintas campañas en la región y a la CONAE por facilitarnos las imágenes satelitales del Famatina. La AAPG Foundation, CONICOR y SECyT financiaron la realización de este trabajo. La lectura crítica de los árbitros enriqueció el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G.; Miller, H. y Toselli, A.J., 1996. Geología del Sistema del Famatina, Münchner Geologische Hefte (Reihe A Allgemeine Geologie), A 19, 410pg., Munich.
- Allen, J.R.L., 1978. Studies in fluvial sedimentation: An exploratory quantitative model for the architecture of an avulsion controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology*, 21: 129-147.
- Allen, J.R.L. and Homewood, P., 1986. Foreland Basins. Special Publication 8, International Association of Sedimentologists, 453 pg. Blackwell. Londres.
- Astini, R.A., 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(4): 445-460
- Astini, R.A., 1999. El Ordovícico del Sistema de Famatina. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J (Eds.) *Geología del Noroeste Argentino, Relatorio del XIV Congreso Geológico Argentino*. Tomo I: 152-158. Salta.
- Barazangi, M. and Isacks, B.I., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4:686-692.
- Blair, T.C. and Bilodeau, W.L., 1988. Development of tectonic cyclothem in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16: 517-520.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1992. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 762-769.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary process, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64(3): 450-489.
- Bodenbender, G., 1922. El Nevado de Famatina. *Anales de Minería Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 16 (1). Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1924. El Calchaqueño y los Estratos de la Puna de Penck. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 27: 405-468.
- Bossi, G.E., 1977. La Formación Cerro Rajado, provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 19-40. Tucumán.
- Burbank, D.W., Beck, R.A., Reynolds, R.G.H., Hobbs, R. and Tahirkheli, R.A.K., 1988. Thrusting and gravel progradation in foreland basins: A test of post-thrusting gravel dispersal. *Geology*, 116: 1143-1146.
- Caminos, R., 1999. *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (22)*. Buenos Aires.
- Carroll, A.R. and Bohacs, K.M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27(2): 99-102.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher III, C.C., Norell, M.A., Zapata, F., Mckenna, M.C. and Novacek, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6): 393-422.
- Colombo, F., 1992. Abanicos Aluviales. En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*, Vol. I: 143-218. Madrid.
- Coughlin, T.J., O'Sullivan, P.B., Kohn, B.P. and Holcombe, R.J., 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes. *Geology*, 26 (11): 999-1002.
- Dávila, F.M., 2001. Structural and Stratigraphic Development in the Early Stages of the Andean Broken Foreland, Famatina Ranges, Western Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85(11): 2048.
- Dávila, F.M., 2002. Composición de los conglomerados sinorogénicos del Terciario de la Sierra de Famatina y su relación con la fragmentación del antepaís Andino Central. XI Reunión Argentina de Sedimentología, p.53. Córdoba.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A., 2003. Discordancias Progresivas en los depósitos pre-Neógenos del Famatina (Formación Del Crestón), La Rioja, Argentina y su implicancia en la Cronología Evolutiva del antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. En prensa.
- Dávila, F.M. and Astini, R.A., 2003. Mid Miocene extension during the broken foreland development in the Sierras de Famatina, Southern Central Andes. *Basin Research*. In prensa
- De Alba, E., 1979. El Sistema de Famatina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Vol. 1: 349-395. Córdoba.
- DeCelles, P.G. and Cavazza, W., 1999. A Comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1315-1334.
- Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.B., Redfield, T.F. and Stump, E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research*. 100 (B10): 20.175-20.191.
- Fraser, G.S. and DeCelles, P.G., 1992. Geomorphic controls on sedimentary accumulation at margins of foreland basins. *Basin Research*, 4: 233-252.

- Frostick, L.E. and Steel, R.J., 1993. Tectonic signatures in sedimentary basin fills: an overview. In: Frostick, L.E. and Steel, R.J. (Eds.), Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 20: 1-9.
- Galli, C.I. y Hernández, R.M., 1999. Evolución de la Cuenca de Antepaís de la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 34(2-3): 167-184. Madrid.
- Gloppen, T.G. and Steel, R.J., 1981. The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian, Norway)- a study in the significance of bedding sequences in conglomerates. In: Ethridge, F.G and Flores, R.M. (Eds.), Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: Models for Exploration. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31: 49-69.
- Groeber, P., 1940. Descripción geológica de la provincia de La Rioja. Aguas minerales Rep. Arg. Comisión Nac. Climat. y Aguas Minerales.; Ministerio del Interior, Bs. As. (6): 17-29.
- Groeber, P., 1952. Mesozoico. En: Geografía de la República Argentina, II, 1. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires.
- Hartley, A.J., 1993. Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism: the Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Formation of northern Chile. In: Marzo, M. and Puigdefábregas, C. (Eds.), Alluvial Sedimentation. Special Publication 17, International Association of Sedimentologists, pg. 489-500.
- Heller, P.L. and Paola, C., 1989. The paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in Sevier Orogenic Belt, Western Interior. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 864-875.
- Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S. and Paola, C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16: 501-504.
- Horton, B.K. and DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, Southern Bolivia: implication for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, 13: 43-63.
- Jolley, E.J., Turner, P., Williams, G.D., Hartley, A.J. and Flint, S., 1990. Sedimentological response of an alluvial fan system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, N Chile. *Journal Geological Society of London*, 147:769-784.
- Jordan, T.E., 1995. Retroarc foreland basins. En: Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. (Eds.), Tectonics of sedimentary basins. Pg. 331-362. Oxford.
- Jordan, T.E. and Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South latitude. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71:49-64. Tulsa.
- Jordan, T.A. and Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Jordan, T.E., Isack, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. and Ando, J.A., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. and Drake, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30°-31°, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 135-156.
- Jordan, T.E., Reynolds, J.H. and Erikson, J.P., 1997. Variability in the age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16°-33°30' S. En: Ruddiman, W.F. (Ed.), Tectonic Uplift and Climate Change, pg. 41-61, New York.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F. and Cardozo, N., 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 775-798.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P. and Görler, K., 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 157-182.
- Levi, B., Nyström, J.O., Thiele, R. and Aberg, G., 1988. Geochemical trends in the Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in central Chile, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 1/1: 63-74.
- Limarino, C.O., Gutiérrez, R., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E., 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(2): 177-181.
- Limarino, C., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A. y Ballent, S., 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 83-99.
- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., Net, L., Re, G. and Caselli, A., 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial system of the Vinchina Formation (Miocene), NW Argentina. In: González Bonorino, G., Kraemer, P. and Re, G. (Eds.), The Sedimentary and Tectonic Evolution of Cenozoic Andean Foreland Basins. *Journal of South American Earth Sciences*, Special Volume. En prensa.
- Lowenstein, T.K. and Hardie, L.A., 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, 32: 627-644.
- Mackey, S.D. and Bridge, J.S., 1995. Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 7-31.
- Maisonave, H.M., 1979. Descripción geológica de la Hoja 14c, Cerros Cuminchango (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 162, 81 pg. Buenos Aires.
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H. and Tabbutt, K.D., 1995. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. *Sedimentary Geology*, 96: 231-255.
- McGowen, H. and Groat, C.G., 1971. Van Horn Sandstone, west Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. Rep. Bureau Econ. Geol., Invest.72, 52 pg., Univ. Texas, Austin.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22: 261-308.
- Nemec, W. and Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster, E.H. and Steel, R.J. (Eds.), *Memoir 10, Canadian Society of Petroleum Geologist*, pg. 1-32.
- Olsen, H., 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, USA. *Sedimentary Petrology*, 61: 207-221.
- Paola, C., 1988. Subsidence and gravel transport in alluvial basins. In: Kleinspehn, K. Y Paola, C. (Eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*. Pg. 231-243.
- Parkash, B., Awasthi, A.K. and Gohain, K., 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurushetra district, Haryana, India. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 6: 337-344.
- Parker, G., 1974. Posición estratigráfica del "Famatinense" y sus correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(2): 231-247.
- Pérez, D.J., Ottone, G. y Ramos, V.A., 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I: 385-398.
- Petersen, C.S. y Leanza, A.F., 1953. Elementos de Geología Aplicada. Editorial Nigar, 473 pg., Buenos Aires.

- Pierson T.C. and Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, VII: 1-12
- Postma, G. 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14: 291-294.
- Ramos, V.A., 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29 (22): 651-682. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 2000. The Southern Central Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, pg. 561-604. Río de Janeiro. 31° International Geological Congress
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. and Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 59-78.
- Reid, I. and Frostick, L.E., 1987. Flow dynamics and suspended sediment properties in arid zone flash floods. *Hidrological Processes*, 1: 239-253
- Reynolds, J.H., 1987. Chronology of Neogene Tectonics in Western Argentina (27°-33°S) based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Tesis Doctoral inédita. Dartmouth College, Hanover.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- Riccardi, A.C., 1987. Cretaceous palaeogeography of southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*. 59: 169-195.
- Salfity, J.A. y Gorustovich, J.A., 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4): 437-453. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., Gorustovich, J.A., González, R.E., Monaldi, C.R., Marquillas, R.A. Galli, C.I. y Alonso, R.N., 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes centrales de la Argentina. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1:453-471. Buenos Aires.
- Schrieber, B.C., 1986. Arid shorelines and evaporites. En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 2ª edición: 189-228. Oxford.
- Sempere, T., Buttler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W. and Swisher III, C.C. 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 109/6: 709-727.
- Shearman, D.J., 1978, Halite in sabka environments. In: Dean, W.E. and Schrieber, B.C. (Eds.), *Marine evaporites*. Society Economic Paleontologists and Mineralogists Tulsa Short Course, 4: 30-42.
- Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*. John Wiley and Sons, 338 pg. New York.
- Sillitoe, R.H., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1/1: 89-108.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1-10.
- Sosic, M.V.J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 14d, Tinogasta (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 129, 60 pg., Buenos Aires.
- Stear, W.M., 1983. Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 6: 405-420.
- Steel, R.J., Maehle, S., Nilsen, H. Roe, S.L. and Spinnangr, A., 1977. Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway: Sedimentary response to tectonic events. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1124-113.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms*, 537 pag. New York.
- Tabbutt, K.D., 1987. Fission Track Chronology of Foreland Basins in Eastern Andes: Magmatic and Tectonic Implications. Tesis de Maestría, 100 pg. Dartmouth College, Hanover, Estados Unidos.
- Tabbutt, K.D., 1990. Temporal constraints on the tectonic evolution of Sierra de Famatina, Northwestern Argentina, using the fission-track method to date tuff interbedded in synorogenic clastic sedimentary strata. *Journal of Geology*, 98: 557-566.
- Tabbutt, K.D., Naeser, C.W., Jordan, T.E. and Creveny, 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. Buenos Aires.
- Tankard, A. J., Suarez, S. and Welsink, H.J., 1995. Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62.
- Tognon, J.F., 1945. Sobre el Triásico del Cordón Alaniz al oeste de Angulos, Sierra de Famatina (provincia de La Rioja). Tesis del Instituto del Museo de La Plata, 149 pg. La Plata.
- Todd, S., 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Frabeg Conglomeratic Formation, SW Ireland, and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36: 513-530.
- Tunbridge, I.P., 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31: 697-715.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias*, *Boletín* 42: 77-126. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velazco y región oeste (La Rioja). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 43: 5-54.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 100, 81 pag. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 126, 106 pag. Buenos Aires.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine Sedimentary Basins. In: Tankard, A.J. and Balkwill, H.R. (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-598. Tulsa, Oklahoma.
- Whipple, K.N., 1997. Open-channel flow of Bingham fluids: Applications in debris-flow research. *The Journal of Geology*, 105: 243-262. Chicago.

Recibido: 8 de agosto, 2001

Aceptado: 23 de septiembre, 2002