

Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), Sierra de Famatina, La Rioja: Su significado en el relleno del antepaís fragmentado

Federico M. DÁVILA

CONICET, Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sarsfield 1611, 2° Piso, Of. 7, Pabellón Geología, Ciudad Universitaria, X5016GCA Córdoba.
. E-mail: fmdavila@efn.uncor.edu

RESUMEN. Sobre la ladera oriental de la sierra de Famatina se expone una espesa sucesión sinorogénica terciaria (>1500 m), conocida como los “Estratos Calchaquenses”, designada formalmente como Grupo Angulos. Este grupo fue originalmente subdividido en tres formaciones: del Abra, del Buey y El Durazno. Este trabajo redescubre la estratigrafía del Grupo Angulos, y modifica y subdivide la Formación El Durazno, al redefinir su sección basal de areniscas con megaestratificación cruzada como Formación Santo Domingo. Once facies sedimentarias caracterizan al Grupo Angulos con predominio de términos silicoclásticos, volcanoclásticos, por sobre los carbonáticos. La asociación de facies de la Formación del Abra permite interpretar un ambiente de abanicos aluviales proximales que evolucionaron hacia abanicos terminales, con procesos de baja eficiencia en la sección basal que son reemplazados paulatinamente por asociaciones de alta eficiencia hacia el tope de la formación. En transición, una asociación de facies de abanicos distales caracteriza a la Formación del Buey, con desarrollo de cuerpos tabulares de calizas biolaminadas y paleosuelos que sugieren un ambiente con escasa pendiente y reducidas tasas de sedimentación. Una alternancia de conjuntos con megaestratificación cruzada y conglomerados arenosos con superficies fuertemente incisivas componen la Formación Santo Domingo sugiriendo sistemas de interacción eólico-fluvial. En discordancia la Formación El Durazno muestra una evolución paleoambiental desde planicies fluviales entrelazadas con fuerte influencia volcánica hacia sistemas de abanicos dominados por procesos de alta eficiencia. Las unidades del Grupo Angulos se disponen en tres megasecuencias, una basal grano decreciente seguida de dos grano crecientes. La ubicación del Grupo Angulos entre el Mioceno Inferior (Formación del Crestón) y niveles de tobas datadas en 4 Ma, junto otras evidencias paleontológicas y correlaciones con otras unidades del oeste argentino permitieron reposicionar a la unidad entre el Mioceno Medio y Plioceno Inferior. El análisis de procedencia sugiere la participación de áreas fuentes distintas e inversión de las paleocorrientes que indican un marcado cambio en la evolución del antepaís, que difiere de interpretaciones previas. Se diferenciaron tres episodios tectosedimentarios, desde una etapa de cuenca extensional con un episodio de *sag* terminal, seguido de dos etapas de antepaís fragmentado.

Palabras clave: *Antepaís andino central, Famatina, Terciario, Grupo Angulos, Paleoambientes sedimentarios, Análisis de secuencias sedimentarias*

ABSTRACT. *Stratigraphic revision of the Angulos Group (Miocene) Famatina Ranges, La Rioja province: Sedimentary environments and its bearing on the Central Andean broken foreland till.* Thick synorogenic Tertiary strata are exposed on the eastern flank of the Famatina Ranges, largely known as the “Estratos Calchaquenses” and formally named as the Angulos Group (>1500 m thick). This group was originally divided into three Formations: Del Abra, Del Buey and El Durazno. This work carries out a detail revision of the Angulos Group stratigraphy with emphasis on the paleoenvironmental evolution. The El Durazno Formation is emended and subdivided, redefining its lower large-scale cross-stratified section as the Santo Domingo Formation. On the base of its stratigraphic position, together to the paleontological record and regional correlations, the Angulos Group is reassigned between the Middle Miocene and the Early Pliocene. Eleven facies were distinguished that are dominated by epiclastic and volcanoclastic sediments onto the carbonate rocks. The Del Abra Formation facies association allows interpreting a proximal alluvial fan setting which evolved toward more distal fan deposits. Low-efficiency processes dominated the basal section, which are gradually replaced by high-efficiency alluvial facies toward the top of the formation. Transitionally, the Del Buey Formation is characterized by distal alluvial fan facies, and records biolaminated carbonate beds and calcrete horizons, indicating low-gradient environments as well as low sedimentation rates. Alternation of large-scale cross-stratified sandstones and strongly incised sandy conglomerates compound the Santo Domingo Formation, indicating eolian-fluvial interaction systems. This succession is unconformably overlain by the El Durazno Formation conglomerates that show a paleoenvironment evolution from braided fluvial plains with pyroclastic influence, toward high-efficiency alluvial fan systems. These units are disposed into three megasequences, a basal fining-upward megasequence followed by two coarsening-upward megasequences. A conglomerate provenance analysis shows shifting in the source input and paleocurrent inversion, suggesting noteworthy changes in the Middle Miocene–Pliocene foreland evolution. The tectonostratigraphic evolution of the succession allows differentiating three episodes, from a retroarc extensional basin stage with a terminal sag period, followed by two later broken foreland stages.

Key words: *Central Andean foreland, Famatina, Tertiary, Angulos Group, Sedimentary paleoenvironments, Sedimentary sequence analysis*

Introducción

En su región central, la sierra de Famatina expone en su ladera oriental una espesa sucesión terciaria, que fuera reconocida por Bodenbender (1922) como “Estratos Calchaquenses”. Esta unidad predominantemente conglomerádica fue designada formalmente por Turner (1962) como Grupo Angulos (>1500 m) y subdividida en tres formaciones, que de base a techo son: del Abra, del Buey y El Durazno. Estudios geocronológicos en secuencias tobáceas, provenientes del tope de la unidad, permitieron asignar al Grupo Angulos una edad Mioceno superior - Plioceno, entre 8,1 y 4,0 Ma (Reynolds 1987; Tabbutt 1990). Este relleno sinorogénico habitualmente correlacionado en su conjunto con otras unidades del oeste argentino, ha sido vinculado con la historia tardía del antepaís andino central (Jordan y Alonso 1987; Reynolds 1987; Tabbutt 1990; Salfity *et al.* 1996; Galli y Hernández 1999; Ramos 1999, 2000; Jordan *et al.* 2001; Limarino *et al.*, 2001; Ramos *et al.* 2002). Sin embargo, la sucesión carece de estudios sedimentológicos y estratigráficos de detalle que justifiquen dichas extrapolaciones. Recientes interpretaciones en la región central del Famatina (Dávila 2002, Dávila y Astini 2002, 2003a, b, c, d) sugieren una historia andina temprana, previamente desconocida en la región, que reviste particular importancia en la evolución del antepaís andino central.

En este trabajo se realiza la revisión estratigráfica del Grupo Angulos, con énfasis en su arreglo vertical de facies, evolución paleoambiental y valoración de discontinuidades, en relación con la historia de alzamiento del Famatina y sierras aledañas. Asimismo, se modifica litoestratigráficamente al Grupo Angulos, redefiniendo el alcance de la Formación El Durazno al reconocer una nueva unidad litoestratigráfica (Formación Santo Domingo) que permite un mejor reconocimiento del terciario de la región. También, se definen tres megasecuencias estratigráficas que permiten entender la evolución del antepaís andino en la región oriental del Famatina durante el Mioceno Medio – Plioceno Inferior. Esta interpretación difiere sustancialmente de recientes contribuciones (e.g. Jordan *et al.* 2001; Limarino *et al.* 2001; Ramos *et al.* 2002).

Marco geológico

El área de estudio se encuentra ubicada en el oeste argentino, en la provincia de La Rioja, entre las latitudes de 28°30' y 28°45' S aproximadamente, a 50 km al norte de la localidad de Famatina (Fig. 1). En esta región una potente sucesión (>1.500 m) de estratos sinorogénicos se ubica entre la sierra de Paimán y el Cordón de la Cumbre de la sierra de Famatina (Figs. 1 y 2). El área está comprendida en la hoja geológica 15d “Famatina” (Turner 1971), cubriendo parte del área que Astini (1998) denominó región central del Famatina.

La sierra de Famatina se ubica dentro del antepaís andino central y tiene un rumbo general N-S, extendiéndose ~400 km entre los 27° y 31° de latitud S (Fig. 1a). Esta comarca limita con la Precordillera hacia el oeste, la Puna austral hacia el norte y las Sierras Pampeanas hacia el este y noreste (Fig. 1a). Potentes secuencias cambro-ordovícicas marinas con volcanismo asociado, granitoides ordovícicos (De Alba 1979a;

Aceñolaza *et al.* 1996; Astini 1998; Astini y Dávila 2002) y unidades continentales del Paleozoico superior (Parker 1974) constituyen el basamento de las sucesiones terciarias de la región.

La región de Famatina se encuentra desarrollada sobre la zona de subducción con bajo ángulo de los Andes Centrales (Barazangi y Isacks 1976, Jordan *et al.* 1983) y enmarcada dentro del antepaís fragmentado (*broken foreland* de Jordan 1995), donde el basamento participa de la deformación y en la configuración de las cuencas (Jordan y Allmendinger 1986). Pese a su posición externa en el antepaís (más de 500 km de la fosa actual), el Famatina presenta elevaciones superiores a los 6.000 metros sobre el nivel del mar. La estructura de la vertiente oriental del Famatina está formada por la faja plegada y corrida del Famatina, ubicada entre los corrimientos de zócalo del Cordón de la Cumbre al oeste y de la sierra de Paimán/Ramblones al este (Dávila *et al.* 2003) conformando una típica estructura triangular (Fig. 2). El cinturón de estructuras plegadas muestra núcleos de Paleozoico inferior y superior y flancos fallados sobre depósitos sinorogénicos (Astini 1998, Dávila *et al.* 2003).

Distribución regional y estratigráfica del Grupo Angulos

El Grupo Angulos (Turner 1962) tiene 1942 m de espesor (Fig. 3), se dispone en contacto tectónico por encima de una espesa secuencia (~1800 m) de antepaís conocida como Formación del Crestón datada en ~17 Ma (Mioceno inferior) (Dávila y Astini 2002, 2003b) y subyace en contacto discordante a los conglomerados pleistocenos de la Formación Santa Florentina (De Alba 1979a, Lencinas 1994). El Grupo Angulos se compone de base a techo por las formaciones del Abra, del Buey y El Durazno. Se le adjudicó una edad miocena superior - pliocena sobre la base de estudios geocronológicos provenientes de su tercio superior (Tabbutt 1990). Recientes consideraciones sedimentológicas y correlaciones regionales permitieron asignar a las formaciones del Abra, del Buey y a la sección basal de la Formación El Durazno al Mioceno Medio (Dávila y Astini 2003c, 2003d).

El Grupo Angulos aflora en fajas N-S que generalmente constituyen los afloramientos más orientales de la vertiente E de la sierra de Famatina (Fig. 1b, 2). La unidad puede seguirse por más de 100 km desde sus secciones más australes cercanas a la localidad de Sañogasta (hoja 16d, Chilecito, De Alba 1979b) hasta sus afloramientos más septentrionales cercanos a la localidad de Fiambalá (hoja 13 c, Fiambalá, González Bonorino 1972). A pesar de su notable continuidad cartográfica, se lo ha asignado con distintos nombres (véase Turner 1971; González Bonorino 1972; Sosic 1972; De Alba 1979b). En este trabajo se revaloriza la denominación de Grupo Angulos y se conserva parcialmente la división litoestratigráfica de Turner (1962, 1971). Con la subdivisión de la Formación El Durazno. La sección superior de la última mantiene su nombre original, mientras que la sección inferior se define como Formación Santo Domingo. La estratigrafía más completa y continua del Grupo Angulos corresponde a la expuesta a lo largo de las quebradas de los ríos Blanco y Duraz-

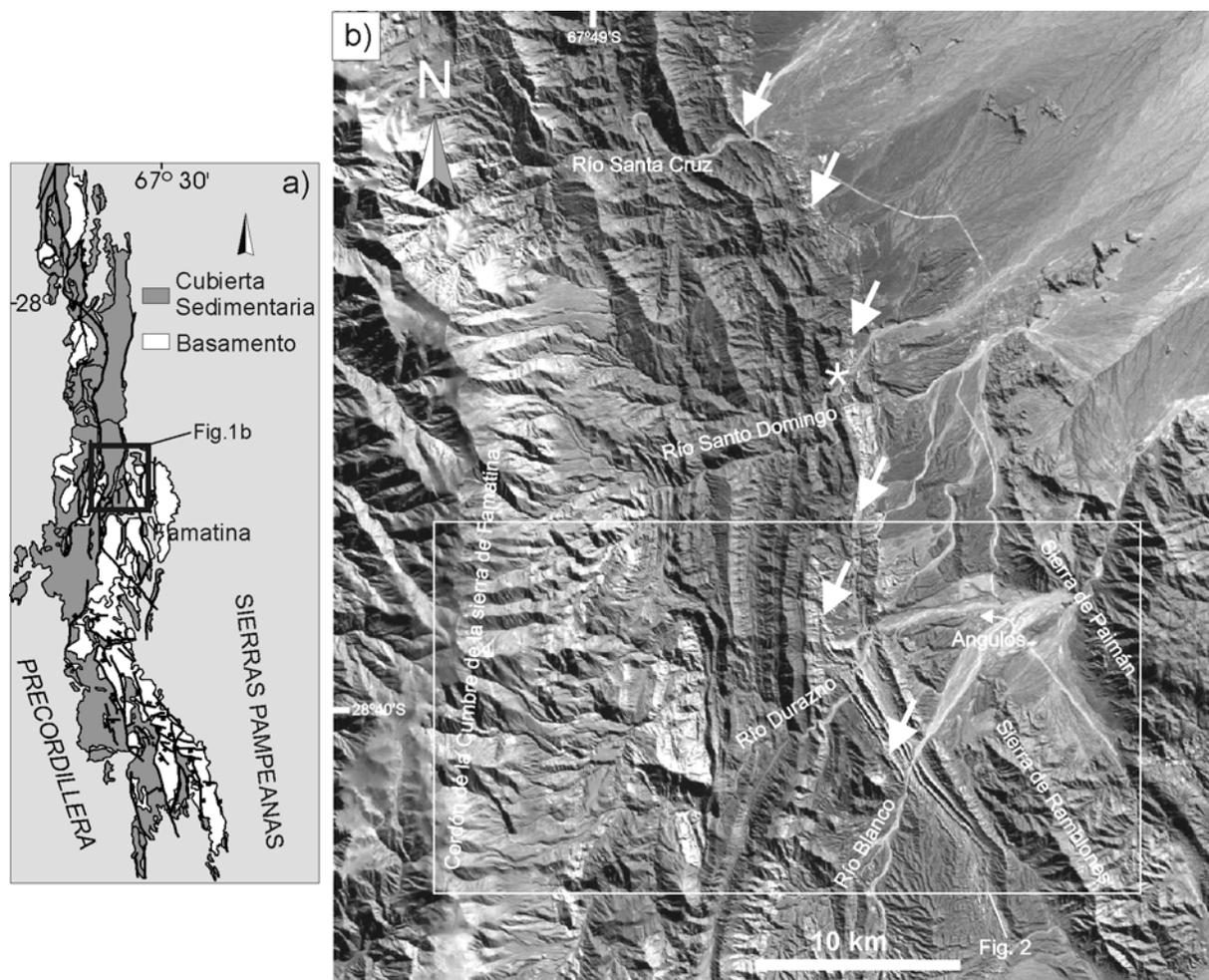


Figura 1: a) Mapa del Sistema de Famatina y ubicación de la región central del Famatina (recuadro). b) Imagen satelital de la región central de Famatina donde se recuadra la ubicación del mapa de la figura 2 y con flechas se señala al Grupo Angulos. Obsérvese la marcada continuidad lateral N-S de esta unidad. El asterisco indica la ubicación de la sección tipo de la Formación Santo Domingo.

no, cursos que atraviesan la localidad de Angulos (Fig. 2) y donde se registran los mayores espesores de la unidad.

1. Formación del Abra (FDA)

La Formación del Abra es la unidad basal del Grupo Angulos (Fig. 3). Sus afloramientos se extienden por ~20 km desde la quebrada del río Blanco hasta el río Santo Domingo. Tiene un espesor de 505 m, sobre la quebrada del río Durazno (Fig. 2) que disminuye hacia el N y S hasta desaparecer por contactos tectónicos. Su base está dada por una falla inversa de alto ángulo (55°-60°) que sobrecorre a la unidad sobre conglomerados pleistocenos de la Formación Santa Florentina (Fig. 2). Hacia el S, en el río Blanco, esta misma falla corta niveles estratigráficos más jóvenes dentro de la misma FDA con muy altos ángulos (70°-75°) y se apoya sobre milonitas con planos de foliación inclinados al O. La FDA es una unidad predominantemente conglomerádica, recientemente dividida por Dávila y Astini (2003c) en cuatro miembros informales (M1, 2, 3 y 4 en Fig. 3), reconocidos por sus caracteres litológicos y color, que de base a techo son: (1) Miembro de bloques y

conglomerados muy gruesos pardo claros (189 m), (2) Miembro de conglomerados guijarrosos rosado claros (27 m), (3) Miembro de areniscas conglomerádicas rojizas (132 m) y (4) Miembro de areniscas y limolitas rojizas con mantos conglomerádicos subordinados (157 m), donde muy localmente se encuentran niveles con calizas.

2. Formación del Buey (FDB)

Sus afloramientos se encuentran más extendidos que la FDA y se expone aproximadamente desde la localidad de Chilecito hasta el río Santo Domingo, por más de 50 km. Tiene un espesor de 348 m, entre las quebradas de los ríos Durazno y Blanco (Fig. 2). La unidad suprayace en transición a la FDA. Su base es de difícil determinación en el campo y está dada por incremento notable en el contenido de pelitas (Fig. 3). La FDB es una unidad predominantemente de grano fino, de color rosado pardusca a rojiza. Ocasionalmente se intercalan conglomerados finos mantiformes o lenticulares. Dentro de ella se destacan dos niveles guía carbonáticos (extensión lateral > 1 km) de calizas con abundante malacofauna y trazas fósiles, y que localmente desarrollan nódulos carbonáticos.

3. Formación Santo Domingo (FSD, nov. nom.)

Dávila y Astini (2003d) dividieron la Formación El Durazno en cuatro miembros informales. La presencia de una discordancia erosiva regional en la parte media, ubicada a ~200 m de la base, el significativo espesor de la unidad y el contraste composicional y de paleoambientes sedimentarios justificaría una subdivisión de mayor jerarquía. Se propone elevar el rango de Miembro Santo Domingo (miembro inferior) (Dávila y Astini 2003d) al de formación y agrupar en la Formación El Durazno los dos miembros superiores, Río Blanco y El Álamo, respectivamente.

La FSD tiene su estratotipo en la quebrada homónima que le dio su nombre, a 5 km al O de la localidad de Campanas, provincia de La Rioja, aproximadamente a los 28°33'43" latitud S y 67°41'18" longitud O (véase asterisco en Fig. 1b). Se extienden por más de 50 km desde la quebrada del río Blanco hacia el norte (Fig. 1b). Hacia el norte de esta localidad la formación es suprimida tectónicamente. Está formada por 213 m de areniscas medias blanquecinas a rosadas con megaestratificación cruzada intercaladas ocasionalmente por mantos conglomerádicos y niveles de fangolitas con grietas de desecación. Una facies discontinua y delgada compuesta por niveles de microconglomerados arenosos lenticulares la separan de la unidad infrayacente predominantemente pelítica (FDB), mientras que una discontinuidad erosiva la separa de la formación suprayacente de composición volcánica (Fig. 3). Su espesor puede variar a lo largo de su rumbo desde unos cientos de metros hasta algunos pocos centímetros.

4. Formación El Durazno (FED, modificada en este trabajo)

La FED tiene su mejor exposición en la quebrada del río homónimo donde fuera definida por Turner (1962). Es la unidad de mayor distribución areal. Internamente, la FED puede ser dividida en dos unidades que de base a techo son: (1) el Miembro Río Blanco y (2) el Miembro El Álamo. El contacto de la FED con la infrayacente FSD está dado por una superficie erosiva de carácter regional y es a su vez cubierta en discordancia por los conglomerados de la Formación Santa Florentina (Plio-Pleistoceno). Los 876 m de la unidad están constituidos en un 70% por conglomerados polimícticos medianos a gruesos. El resto de las litologías, en orden de importancia, lo constituyen areniscas gruesas medias, frecuentemente tobáceas, tobas y muy escasas areniscas finas y limolitas.

El Miembro Río Blanco apoya en discordancia sobre los depósitos de la FSD. El mismo está formado por 369 m de tobas y areniscas tobáceas blanquecinas, conglomerados lenticulares y muy escasos niveles finos. Los niveles de tobas en sentido amplio solo alcanzan el 20% del espesor, pero le imprimen a la unidad un aspecto singular que permite diferenciarla del miembro superior. Presentan coloraciones blanquecinas y rosadas pálidas y aparecen en bancos macizos, homogéneos, a veces con términos gradados. Hacia el tope aparece el Miembro El Álamo en transición rápida y marcada por un aumento de la fracción psefítica. Está compuesto por 507 m de conglomerados gruesos polimícticos, de coloraciones claras, con escasas intercalaciones y cuñas are-

nas estratificadas. Próximo al techo de la formación, se reconoció un potente banco de tobas de ~10 m de espesor. Los conglomerados constituyen más del 99% de este miembro y son comunes las fábricas clasto soporte, estructuras de corte y relleno e imbricación de clastos.

Análisis de facies del Grupo Angulos

1. Facies de megabrechas. Son depósitos extremadamente inmaduros de aglomerados y conglomerados, mal seleccionados con matriz polimodal y clastos tamaño bloque. Se presentan como bancos con geometrías mantiformes con estratificación cruda gruesa (planos separados por decena de metros) e internamente macizos. Los contactos entre cuerpos son en general irregulares y no erosivos. Son conglomerados de bloques oligomícticos graníticos, muy gruesos clasto soporte con fábrica abierta, pobremente seleccionados y con abundante matriz (Fig. 4a). Los bancos no se encuentran gradados, aunque se observó una tendencia granodecreciente desde megabloques a guijarros que define ciclos métricos bien discriminados. Hay un predominio de agrupamiento de clastos y algunos cuerpos aislados presentan imbricación incipiente. El tamaño máximo promedio de clasto varía entre 0,5-1 m. Agrupamiento de bloques sobredimensionados (megabloques) aislados de hasta 4 m de diámetro representan el tamaño máximo de clasto. Localmente, aparecen bloques protruyendo fuera de las capas. Los clastos son angulosos a subredondeados, mientras que los megabloques son redondeados a subredondeados. La matriz lítica granítica (40-50%) es polimodal muy inmadura y similar a residuos regolíticos. Localmente, aparecen algunos cuerpos conglomerádicos lenticulares con bases suavemente erosivas.

Interpretación. La mala selección y pobre estructuración, junto a la escasa variabilidad composicional, indican un área fuente local y predominio de depósitos dominados por flujos de gravedad. El diámetro máximo promedio de clasto indica un transporte limitado y proximidad al área fuente. La composición oligomíctica sugiere desarrollo limitado de la cuenca de drenaje y escasa mezcla de sedimentos durante el transporte. Las fábricas abiertas clasto soporte y el agrupamiento de megabloques se interpretan como producto de avalanchas de rocas, mientras que las brechas con matriz intersticial pueden explicarse debido a infiltración secundaria (Friedmann 1998), aunque no se descarta que localmente se trate de flujos de detritos. Los bloques protruidos asimismo pueden asociarse con fragmentos deslizados acumulados como parches al pie de las escarpas montañosas tipificando facies coluviales (Blikra y Nemeč 1998). Esta facies es comparable a depósitos de megabrechas de sistemas coluviales (Yarnold y Lombard 1989, Blair y McPherson 1994, Blikra y Nemeč 1998). La presencia de conglomerados lenticulares localmente intercalados indica la presencia de flujos turbulentos y formación de paleocauces atrincherados dentro de los depósitos de avalancha (DeCelles *et al.* 1991).

2. Facies de conglomerados gruesos mantiformes con estratificación cruda. Son conglomerados y brechas gruesas matriz soportados, pobremente seleccionados, con estratificación gruesa (Fig. 4b). La geometría dominante es tabular y la

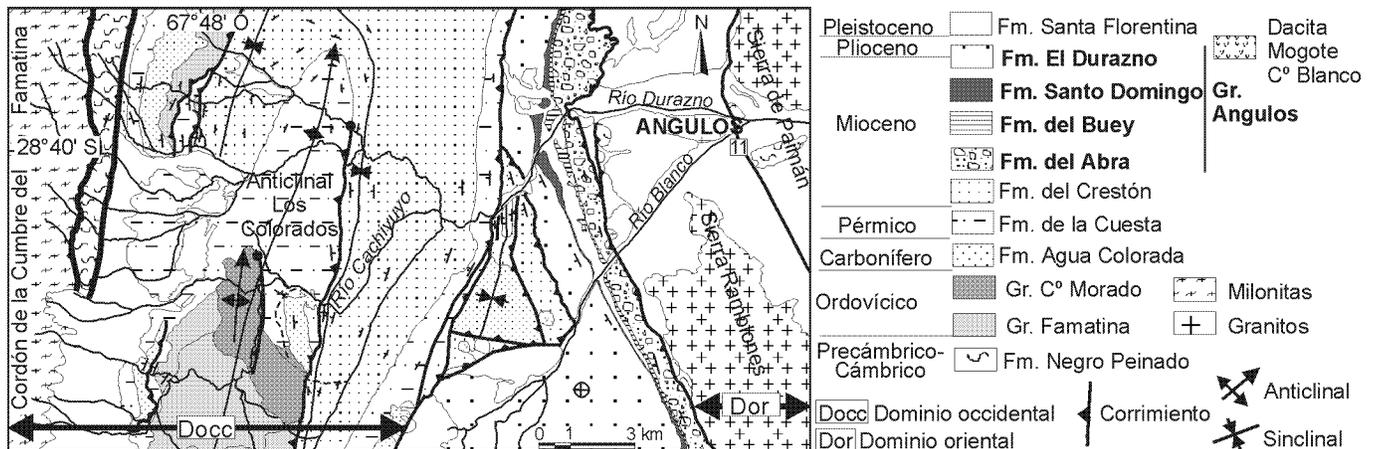


Figura 2. Mapa geológico de la región de estudio (modificado de Dávila y Astini 2002).

continuidad lateral de capas individuales puede alcanzar el kilómetro. La estructura interna es cruda o maciza. Los contactos basales son netos y no erosivos, pero localmente se preservan estructuras de corte y relleno. El tamaño promedio de los clastos es ~0,15 m, aunque bloques de hasta 3 m pueden estar presentes. La matriz es polimodal y presenta una alta proporción de finos (~15%). Delgados bancos de areniscas conglomerádicas pobremente seleccionadas localmente aparecen coronando los conglomerados. En estos puede observarse agrupamientos de clastos aislados y escasa imbricación.

Interpretación. La textura polimodal y presencia de material fino indica una alta resistencia interna a la cizalla capaz de transportar grandes bloques. La importante proporción de finos sugiere depósitos cohesivos del tipo de los flujos de detritos (*cf.* Postma 1986). Contactos no erosivos, geometrías tabulares, la pobre selección y el predominio de estructura maciza indican flujos laminares durante el transporte y la depositación de reologías viscosas (Pierson y Costa 1987, Whipple 1997). Esto explica la importante proporción de clastos decimétricos, angulosos a subangulosos. La consistencia entre el espesor de los bancos y el tamaño máximo de clasto refuerza la interpretación de depósitos de flujos de detritos (Nemec y Steel 1984). Bloques sobredimensionados (mayores que el espesor de capa) pueden relacionarse con el retrabajo de depósitos de avalanchas de detritos (Blikra y Nemec 1998). Los topos más arenosos con desarrollo de agrupamiento e incipiente imbricación sugieren procesos de lavado o la acción de corrientes superficiales efímeras. Estas fases fluidas podrían ser responsables del labrado de superficies de corte (cárcavas) luego rellenadas por flujos densos.

3. *Facies de conglomerados gruesos lenticulares.* Esta facies de conglomerados arenosos gruesos, clasto soporte (Fig. 4c) es volumétricamente la más importante dentro del Grupo Angulos. A mesoescala (cientos de metros), la geometría dominante es lenticular, mientras que geometrías tabulares a intermedias se observan a escala del afloramiento. Es común la presencia de estructuras de corte y relleno que localmente forman incisiones de hasta 1 m de profundidad. La fábrica de los estratos es cruda a bien desarrollada, en bancos gruesos,

usualmente dada por gradaciones del tamaño de grano y/o contactos netos irregulares ocasionales. Las capas tienen entre 0,5–0,20 m de espesor, aunque se registran espesores máximos de ~1,2 m, con terminaciones netas en sus topos. Se desarrollan acumulaciones gravosas de lecho por encima de superficies de reactivación. Los cuerpos lenticulares pueden desarrollar estratificación cruzada con ángulos de reposo entre 10° y 20°. La selección es moderada a pobre y la matriz es arenosa del tipo polimodal, con escaso o sin fango intersticial. En algunos niveles mejor segregados es más homogénea y fina. El tamaño de los clastos varía desde un máximo promedio de entre 0,3 y 0,45 m hasta bloques que alcanzan 1 m. Es común la presencia de clastos esféricos y oblatos, subredondeados a redondeados. Las formas discoidales muestran imbricación del tipo a(t)b(i).

Interpretación. La lenticularidad de los cuerpos con bases erosivas junto a la fábrica clasto soporte, granulometría gruesa, la matriz arenosa polimodal con escaso fango intersticial, formación de estratificación y desarrollo de imbricación indican que la facies se depositó a partir de flujos fluidos turbulentos. Esta facies puede ser interpretada como producto de flujos hiperconcentrados (Smith 1986) o flujos de detritos no cohesivos (Postma 1986) que alternaron con depósitos de escorrentía superficial. La mejor selección y separación entre poblaciones granulométricas, como así también la bimodalidad del depósito indican el desarrollo de flujos newtonianos. La relación espesor/extensión lateral es atribuible a formas canalizadas someras. El grado de selección, redondez e imbricación recurrente sugieren depósitos formados por escorrentía superficial. La textura y mejor organización interna son comunes en depósitos de mayor eficiencia que los desarrollados en las facies fango soportadas. No obstante, la ausencia de indicadores de flujo de agua permanente y la variabilidad granulométrica permiten interpretar que existieron importantes fluctuaciones en la descarga. El desarrollo de estructuras cruzadas con inclinación de bajo ángulo es un rasgo común de ríos entrelazados con alta movilidad (Bridge 1993).

4. *Facies de microconglomerados tabulares.* Estos son conglomerados finos a muy finos, polimodales y arenosos,

con geometrías tabulares hasta lenticulares de hasta 1 m de espesor (Fig. 4d). Localmente hay parches clasto soportados con fábrica abierta. La extensión lateral promedio de los estratos es del orden de los cientos de metros. Se registran adelgazamientos y truncamientos laterales. Hay desarrollo de estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo, y se observa gradación interna del tipo normal. Hay pobre desarrollo de imbricación, excepto en los parches conglomerádicos. Los contactos basales son netos y comúnmente hay preservados intraclastos pelíticos como depósitos residuales, inmediatamente por encima de superficies erosivas. La selección es por lo general pobre y la textura polimodal. El tamaño máximo de clasto puede localmente alcanzar 0,1 m (guijón). La matriz es arenosa gruesa.

Interpretación. La pobre selección, textura polimodal y gradación del depósito indican flujos hiperconcentrados densos del tipo intermitentes (*flashy type*), con baja capacidad de selección y alta competencia (Todd 1989). El contenido de la matriz permite interpretar a esta facies como depósitos de flujos de comportamiento inercial no cohesivo. No obstante, regímenes turbulentos pueden ser interpretados a partir del desarrollo de estratificación cruda paralela y cruzada de bajo ángulo, típico de flujos hiperconcentrados más diluidos, comúnmente desarrollados durante estadios de alto régimen de flujo. Esta facies podría considerarse como depósitos de mantos de crecida relativamente distales, generados durante tormentas estacionales (e.g. Ballance 1984).

5. *Facies de areniscas mantiformes.* Son areniscas arcólicas de grano medio a grueso, dispuestas en bancos de entre 0,1 y 1 m de espesor (Figs. 4e, i) con marcada continuidad lateral (>1000 m). Presentan bases netas, planas y a veces onduladas. La laminación es paralela y cruzada con bajo ángulo y conjuntos de laminación cruzada de pequeña escala en capas desde muy finas hasta gruesas y sus bases netas suelen incorporar al relleno intraclastos pelíticos. Gránulos y microconglomerados residuales de lecho, y arreglos gradacionales normales están comúnmente desarrollados. Trenes de ondulitas escalonadas de corriente son frecuentes en el techo de los bancos y aunque ocasionalmente aparecen trenes de microndulitas de oleaje. La bioturbación es escasa y, en general, afecta a los topes de las capas. Son raras las estructuras de corte y relleno, y cuando aparecen, clastos tamaño guija agrupados o en forma aislada se desarrollan en un fondo arenoso.

Interpretación. Los mantos tabulares de areniscas internamente gradados son usualmente interpretados como depósitos de desaceleración, producto de flujos turbulentos no confinados. La ausencia de superficies de reactivación lateral y la escasez de estratificación cruzada sugieren condiciones de corrientes efímeras, no permanentes, y depósitos de mantos de crecida (Tunbridge 1984, Olsen 1989). Las geometrías tabulares extensamente desarrolladas indican derrames no canalizados. Niveles con bases erosivas, depósitos residuales de fondo, gradación y laminación escalonada con trenes de ondulitas son buenas evidencias de eventos súbitos de crecidas con estadios iniciales erosivos, seguidas por deposición relativamente rápidas (Reid y Frostick 1987). La retracción de estos cuerpos de agua efímeros y encharcamiento

puede deducirse localmente por la presencia de ondulitas de oleaje y desarrollo de bioturbación. Procesos similares de corrientes efímeras han sido documentados en sectores medios y distales de abanicos aluviales zonados (cf. Tunbridge 1984). El desarrollo de paquetes arenosos tabulares granodecrescentes del orden del metro de espesor podría estar representando el relleno de canales efímeros en abanicos aluviales relativamente distales (Stear 1983).

6. *Facies de areniscas muy finas y fangolitas.* Estas son areniscas finas a muy finas y limolitas micáceas rojizas, finamente estratificadas en bancos de entre 0,01 y 0,1 m, rítmicamente intercaladas con fangolitas masizas y laminadas (Fig. 4f). Esta facies posee una marcada continuidad lateral (>1 km). Los paquetes más arenosos son gradados y en la base pueden presentar residuos de lecho incluyendo gránulos e intraclastos pelíticos. Los niveles limoarenosos desarrollan laminación cruzada del tipo escalonada y algunos topes suelen mostrar intensa bioturbación. Grietas de desecación y marca de gotas de lluvia aparecen localmente.

Interpretación. Las estructuras indican bajo régimen de flujo y corrientes de mengua con carga de lecho, común de depósitos marginales distales comparables a depósitos de mantos de crecida y llanuras de inundación (cf. Olsen 1989). El carácter rítmico del depósito es común en abanicos distales y barreales fangosos, en donde los niveles arenosos representan los depósitos de crecidas y los términos más pelíticos la deposición de cola. Ocasionalmente, decantación habría ocurrido en cuerpos lagunares y cuerpos de agua efímeros en ambientes de barreales.

7. *Facies de carbonatos nodulares.* Se trata de niveles nodulares bien estratificados en bancos tabulares de hasta 0,8 m de espesor y contacto basal gradacional. Los topes en cambio son netos y planos. De base a techo, los nódulos calcáreos están suspendidos en una fangolita arenosa y gradualmente, al incrementar su proporción y tamaño, forman el armazón del depósito. A pesar de su aspecto macizo, internamente existe una pseudoestratificación acentuada por particiones laminares arcillosas. Asimismo, localmente se desarrolla una estructura pseudocolumnar. Los nódulos pueden alcanzar ~0,06 m de tamaño, muestran formas irregulares, esferoidales, elipsoidales y se presentan aislados o en racimo. Están compuestos por areniscas feldespáticas, grano sostén, muestran abundante (>25%) matriz micrítica y cementación esparítica intersticial. Junto a los nódulos se destaca la formación de tubos verticales y subverticales calcificados con formas ramificadas de hasta 0,1 m de largo. Otros poseen textura fibrosa y presentan menor tamaño.

Interpretación. Estos horizontes con concentración y aglutinación de nódulos de carbonato sugieren la formación de calcretes de origen pedogenético (Wright 1990). El desarrollo de tubos calcificados subverticales puede interpretarse como niveles de paleosuelos incipientes probablemente comparables a horizontes Bk de suelos calcáreos (e.g. Retallack 1990, Zaleha 1997). Los tubos sugieren la formación de rizos concreciones y rizolitos y la instalación de una cubierta vegetal. El tamaño de los rizolitos evidencia una vegetación diversificada, donde habrían coexistido plantas arbustivas y

menores del tipo pastizal. No se descarta que alguno de los tubos sean excavaciones realizadas por organismos cavadores. Los parches y particiones arcillosas se vincularían con fenómenos de iluviación y traslación de arcillas desde los niveles más altos del perfil. Tanto pseudoestratificaciones como estructuras columnares incipientes son también rasgos comunes de paleosuelos (Retallack 1990), particularmente en calcretes. La ausencia de moteado indica que buenas condiciones de drenaje existieron durante la formación del suelo (Brinkman 1977), aunque el pobre desarrollo de horizontes sugiere un desarrollo edáfico joven (pobre desarrollo, estado 1 de Bown y Kraus 1987) o un suelo decapitado dado el evidente truncamiento erosivo en sus topes.

8. *Facies de carbonatos laminados.* Son carbonatos gris claro, estratificados en bancos tabulares de hasta 0,5 m de potencia (Fig. 4f) y extensión lateral >1 km. Presentan límites de capa netos y planos. Internamente desarrollan laminación muy fina y paralela localmente crenulada, del orden de 1 mm, aunque eventualmente puede alcanzar 2-3 mm, donde intercalan láminas de micrita de distintos tonos de gris. Localmente se observa incipiente crecimiento de domos (láminas convexas) que llegan a elevarse 20 o 30 mm del nivel medio de las láminas y presentan longitudes de onda entre 0,15-0,20 m. También, dentro de la facies, se observan acumulaciones de intraclastos laminares pseudoimbricados. Debe destacarse que láminas micríticas poseen grietas con sección en v que las atraviesan. Al microscopio se diferencian láminas relativamente gruesas de packstone peloidales muy finas (<100 micrones), mal seleccionadas y láminas continuas muy finas de micrita aglutinada, conformando una textura grumosa típica (*structure grumeleuse*, Demicco y Hardie 1994). Ambas láminas micríticas incluyen proporciones hasta 5% de limos detríticos. Ocasionalmente la laminación es interrumpida por tubos subhorizontales de tamaño variable. También se observaron moldes de filamentos de posibles cianobacterias y fragmentos de valvas, posiblemente pelecípodos. La fracción silicoclástica es de granulometría arena muy fina (<100 micrones), fango sostén y compuesta principalmente de fragmentos angulosos de cuarzo y feldespato. El registro fósil está representado por bivalvos *Corbicula stelzneri* (Bodenbender 1922, Turner 1971) y gastrópodos. En el tope de los carbonatos se desarrolla comúnmente un nivel con bioturbación, conteniendo tubos horizontales a subhorizontales discretos, sinuosos y desarrollo interno de meniscos, asignables a formas de la icnofacies de *Scoyenia*.

Interpretación. Se trata de estromatolitos donde alternan láminas ricas en barros carbonáticos y capas de microesparita como relleno tardío de cavidades dejadas por el decaimiento de la actividad de la mata algal. Mientras que las láminas más gruesas ricas en peloides y portadoras de una fracción detrítica sugieren depósitos por tracción, las láminas finas de micrita nebulosa pueden ser interpretadas como producto de la construcción de tapices cianobacterianos (Demicco y Hardie 1994). La participación de componentes silicoclásticos sugiere una interacción con sistemas clásticos. Bivalvos de aguas salobres (*Corbicula*, Ituarte 1994) indican condiciones de salinidad variable, que permitiría interpretar las secciones en "v" que cortan a la laminación como grietas de sinéresis

(Plummer y Gostin 1981). Se infiere una importante actividad orgánica evidenciada por el desarrollo de la icnofacies de *Scoyenia*, común en ambientes marginales con sustrato húmedo. Asimismo, el espesor del horizonte carbonático laminado, su gran distribución areal y sus características sedimentológicas y paleontológicas permiten interpretar la instalación de cuerpos lacustres perennes y salinos, comunes en cuencas continentales de sistemas endorreicos (Tucker y Wright 1990). Aunque esta interpretación es comúnmente descripta para cuencas continentales endorreicas, facies similares han sido descriptas en sistemas lagunares marino marginales muy someros (Tucker y Wright 1990).

9. *Facies de areniscas con megaestratificación cruzada.* Se trata de areniscas estratificadas en bancos tabulares de hasta 50 m de espesor, con extensión lateral >1 km. Los bancos poseen contactos basales netos, planos y erosivos. Internamente, predominan los paquetes de hasta 2 m de espesor con estratificación cruzada de megaescala (Fig. 4g), con ángulos de reposo que varían entre 23°-40° en su parte media y terminaciones asintóticas por la base. También existen mesoformas festoneadas, estratificación en artesa y conjuntos con laminación paralela con potencias del orden del metro, separados por hileras de arenas gruesas a sabulíticas. Superficies de truncamiento con bajo ángulo son frecuentes en el interior de los bancos de mayor espesor. Son frecuentes las terminaciones en cuña contra la base de los *sets* con megaestratificación que alternan con niveles de granulometría más fina y homogénea que los cubren de manera asintótica. Se suele observar gradación inversa en los conjuntos cruzados y gradación normal de pequeña escala en los conjuntos con laminación paralela. La granulometría promedio de estos depósitos va entre 0,125-0,35 mm (arenas finas a medianas), pero láminas individuales llegan a 0,5 mm (arenas medianas a gruesas), con tamaños máximos de hasta 1,5 mm. Láminas contiguas presentan una marcada bimodalidad. Los granos varían entre subangulosos y muy redondeados. Desagregadas las areniscas poseen una distribución polimodal o localmente bimodal platicúrtica. Las areniscas carecen de matriz y tienen abundante cemento carbonático. Su porosidad es elevada y puede alcanzar el 35%.

Interpretación. Tanto las estructuras sedimentarias como la fábrica de las capas y la textura de las sedimentitas permiten interpretar estos niveles como depósitos eólicos. En detalle pueden diferenciarse acumulaciones a partir de suspensiones turbulentas (Pye 1987) con mayor homogeneidad granulométrica y tamaños medios y finos, de depósitos residuales, más heterogéneos y con tamaños de grano grueso y hasta gránulo. Mientras que los primeros muestran texturas más angulosas, los últimos poseen muy buen redondeamiento. El carácter bimodal de las areniscas y el contraste textural entre la moda fina y la gruesa indican el modo de transporte contrastante, propio de los depósitos eólicos, donde la población gruesa resulta del arrastre (carga traccional) y la población fina, más angulosa, viaja por suspensión intermitente. La megaestratificación cruzada es un rasgo común en dunas eólicas de gran tamaño, donde flujos granulares periódicos con terminación basal cuneiforme se alternan con el fenómeno ininterrumpido de lluvia de granos, que genera la terminación

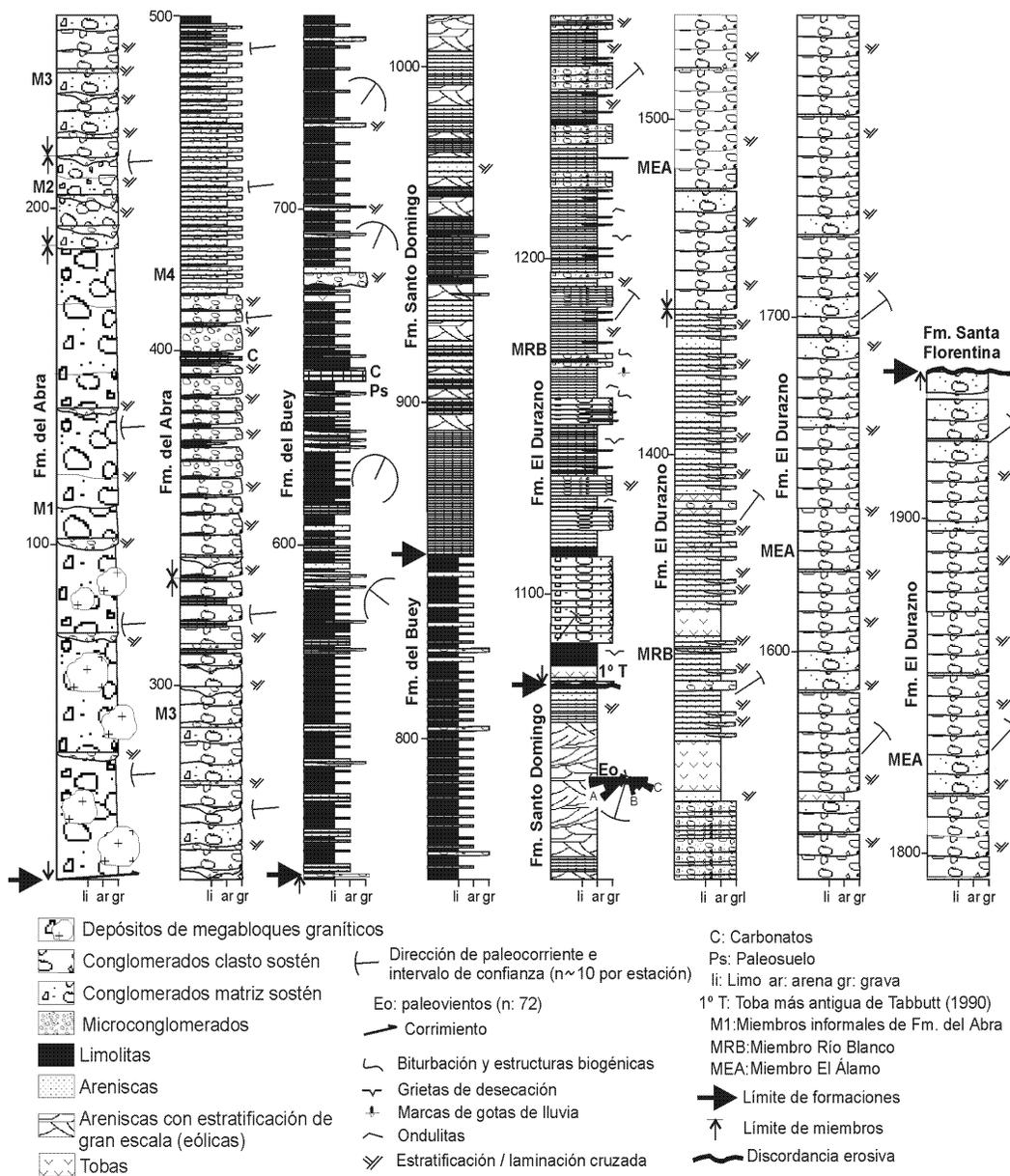


Figura 3. Columna estratigráfica del Grupo Angulos (1942 m).

asintótica. Esta alternancia constituye una característica diagnóstica de depósitos eolianíticos (Nickling 1994) que junto con las texturas observadas permiten interpretar al grueso de la facies como pertenecientes a depósitos eólicos. Asimismo, la presencia de estructuras festoneadas es común a partir de dunas de mesoescala tridimensionales (e.g. McKee 1966), mientras que los bancos con laminación paralela se interpretan como intervalos producidos por migración de trenes de ondulitas eólicas que desarrollan una sutil gradación normal entre lámina y lámina (e.g. Kocurek y Dott 1981). Los frecuentes contactos con bajo ángulo en los que se acumulan partículas de tamaño arena gruesa y muy gruesa se corresponderían con superficies erosivas y de cambio en las condiciones aerodinámicas interpretadas como superficies de truncamiento

internas (e.g. Kocurek 1988) donde es común la acumulación de materiales residuales muy redondeados, producto de deflación (Pye 1987).

10. *Facies de piroclastitas macizas.* Son tobas blanquecinas de granulometría fina a media, localmente lapilli y bloques de pómez suspendidos en una matriz cinerítica, dispuestas en cuerpos tabulares de gran continuidad lateral (>1 km.) y espesores variables de entre 1 y 10 m (Fig. 4h). Poseen contactos netos con bases no erosivas y techos irregulares con evidencias de erosión. Internamente, son muy compactas y no presentan estructuras mecánicas visibles, salvo ocasionales gradaciones de la fracción gruesa. Muestran una selección extremadamente pobre. Cristales, fragmentos de cristales, trizas

vítreas y fragmentos de pómez flotan en una matriz vítrea fina, que también sirve de sostén a lapilli y bloques orientados en forma aleatoria. En la población gruesa se diferencian clastos de líticos y de pómez que, respectivamente, describen tendencias granodecrecientes y granocrecientes, y determina un predominio de líticos en la base y de pómez en el techo. Los clastos líticos son subredondeados a angulosos con tamaño máximo de 0,04 m. Las pómez son blanquecinas y alcanzan tamaños de ~0,15 m, con fábrica vesicular, subredondeadas y con hábitos equidimensionales a prolados.

Interpretación. La naturaleza homogénea y maciza junto a la marcada tabularidad de los depósitos que cubren el relieve con bases no erosivas sugieren flujos de tipo laminar (Fisher y Schmincke 1984). La concentración de líticos en la sección basal y de pómez con diámetro creciente hacia los topes indicaría un fenómeno de separación por densidad (flotabilidad) durante el emplazamiento (Wilson 1980), común de flujos piroclásticos. La marcada tenacidad del depósito asimismo sugiere cierto soldamiento, que se corrobora por la presencia de superficies erosivas incisivas en los techos que indican una fuerte consolidación temprana. Las características descritas junto a la composición piroclástica predominante permiten interpretar a la facies como ignimbritas soldadas. Los tamaños y grado de preservación de los términos pumíceos estarían revelando que la acumulación habría ocurrido a corta distancia (<40 km) de los centros eruptivos volcánicos (Wilson 1986).

11. Facies de conglomerados volcanoclásticos. Son conglomerados formados principalmente por clastos de pómez en una matriz volcanoclástica muy fina a gruesa. Aparecen en mantos con estratificación cruda de geometría tabular a lenticular y espesores individuales variables de entre 0,02 y 0,4 m (Fig. 4i). La fábrica es matriz soporte grano decreciente, aunque suelen observarse clasto soporte principalmente en los niveles próximos a las piroclásticas. Presenta estratificación cruzada de bajo ángulo y paralela levemente ondulada, y estructuras de corte y relleno. El grado de selección es malo. Los clastos de pómez, generalmente se hallan concentrados en el techo de las capas, tienen formas ahusadas y tamaños muy variables con máximos de 0,2 m (eje a), orientados en forma paralela a los bordes de las capas.

Interpretación. La forma ahusada de los clastos pumíceos paralelos a los límites de las capas, la laminación presente y desarrollo de bancos estratificados sugieren que procesos secundarios actuaron retrabajando los niveles piroclásticos preexistentes. Las estructuras mecánicas presentes, la gradación normal y la granulometría gruesa de los depósitos indican regímenes turbulentos, comunes de ambientes fluviales entrelazados (Bridge 1993). La gradación granulométrica junto con la secuencia de estructuras sedimentarias indica regímenes de flujo decrecientes hacia el tope de los bancos, que podría vincularse con desarrollo de barras de espolón, aunque no se descarta una mengua paulatina del régimen de flujo. La acumulación de pómez en el techo podría ser explicada por concentración por flotación y sustenta la interpretación de retrabajo de cursos fluviales en un ambiente volcánico (e.g. Pierson y Scott 1985). El alargamiento de la pómez es considerado como producto de diagénesis temprana por

compactación.

12. Facies de areniscas tobáceas. Son areniscas ricas en componentes piroclásticos pobremente seleccionadas dispuestas en estratos de forma tabulares y espesores que varían entre 0,01 a 0,3 m (Fig. 4i). Los límites de los bancos son planos netos y no erosivos. Internamente presentan gradación normal y están laminadas. La laminación es plano-paralela hasta cruzada con truncamientos de bajo y alto ángulo, y laminación escalonada hacia los topes. La granulometría es arenosa media a gruesa. Los granos son angulosos a subangulosos. Estos se componen de litoclastos y fragmentos de pómez. La pómez le imprime a la facies una coloración que varía entre los distintos tonos de grises y permiten diferenciarlo de las areniscas mantiformes clásticas (facies 5). Estas son subredondeadas, comparativamente sobredimensionadas y pueden alcanzar tamaño gránulo. Localmente aparecen organizadas en capas delgadas.

Interpretación. La estratificación fina del depósito con bases erosivas, gradación normal y estructuras sedimentarias tractivas indican una disminución en la energía del flujo, compatible con depósitos formados por la mengua de corrientes fluidas, interpretadas como mantos de crecida (Olsen 1989). El desarrollo frecuente de laminación paralela y truncamientos de bajo ángulo por su parte revelan procesos de alto régimen de flujo. Las capas más potentes con *sets* con laminación cruzada y granulometrías medias y alto ángulo de reposo sugieren relleno de dunas migratorias en canales someros de alta sinuosidad. Los delgados bancos de pómez indican el retrabajo de depósitos piroclásticos primarios. No se descarta que localmente la facies se trate de depósitos del tipo lahar (Fisher y Schmincke, 1984), tal como lo sugiere la composición y desarrollo de estructuras tractivas.

Procedencia y paleocorrientes

En la región de estudio la estratigrafía terciaria está controlada por el alzamiento de las sierras de Famatina y de Ramblones/Paimán (Dávila 2002, Dávila y Astini, 2003). Estos dos dominios de procedencia (véanse Figs. 1 y 2) pueden ser discriminados a partir del análisis composicional de los depósitos gravosos del Grupo Angulos. El dominio occidental incluye rocas sedimentarias paleozoicas (areniscas y pelitas blanquecinas, rojizas y verdosas) y del Terciario inferior (areniscas y pelitas moradas), andesitas de la sección basal del Terciario inferior, riolitas y dacitas de los afloramientos del Paleozoico inferior y los expuestos en el Mogote Cerro Blanco, piroclásticas de las mismas unidades terciarias y granodioritas y milonitas de grano medio. Estas últimas son comparables con las expuestas en el Cordón de la Cumbre (véanse Figs. 1 y 2). El dominio oriental está representado por metamorfitas de bajo grado (filitas y pizarras verdes) y por granitoides porfíricos de grano grueso comparables a los expuestos en las sierras de Ramblones y Paimán (véanse Figs. 1 y 2). Detalles composicionales constituyen un trabajo separado (Dávila y Astini, en revisión). Se adelantan algunos resultados obtenidos a partir de conteos realizados en el campo de ~100 clastos por grilla (grilla = 1 m²).

1. *Formación del Abra*: Las brechas y conglomerados de la FDA están predominantemente compuestos por granitos porfíricos de grano grueso, ricos en biotita (>99%). En forma subordinada aparecen aplitas, pegmatitas, variedades milonitizadas y muy subordinadamente rocas metamórficas de bajo grado. Cantidades traza de sedimentitas (<<<1%) han sido encontradas. La composición de la matriz es predominantemente arcósica y localmente recuerda a regolitos graníticos pobremente seleccionados. Los datos de paleocorrientes medidos principalmente sobre clastos imbricados son consistentes con un sentido general del flujo hacia el oeste (Fig. 3). El análisis de los datos permite establecer como fuente las rocas que afloran hoy hacia el este de la faja de afloramientos de la FDA (sierras de Paimán y Ramblones, Fig. 2) donde altos de basamento están compuestos por más del 95% de granitos (Fig. 2).

2. *Formación del Buey*: Los escasos conglomerados que intercalan a la unidad se componen de clastos de granodioritas de grano medio y granitos porfíricos, milonitas con porfiroclastos de cuarzos azules, volcanitas ácidas y de composición intermedia y areniscas rojo ladrillo comparables a unidades del Pérmico. El análisis composicional indica una distribución bastante homogénea de los constituyentes, con un leve predominio de granitoides y milonitas (~35%). Una característica importante es que los granitoides porfíricos dominan en la sección basal de la unidad, mientras que las granodioritas y milonitas hacia la parte cuspidal. La composición de la matriz es feldespática. Datos de orientación tomados sobre superficies interpretadas como caras de avalancha y ocasionalmente sobre clastos imbricados a(t)b(i) muestran una importante dispersión de las paleocorrientes con una dirección general hacia el este. Se interpreta del análisis de procedencia un área fuente principal hacia el oeste, comparable a la región expuesta hoy en el dominio occidental. No obstante, la presencia de granitos porfíricos en la base sugiere que un suministro del E habría alimentado a la cuenca localmente.

3. *Formación Santo Domingo*: Los datos de dirección de paleocorrientes tomados sobre clastos imbricados a(t)b(i) indican sentido de flujo hacia el E. Estos datos son consistentes con la composición de los conglomerados polimícticos formados por clastos de granodioritas, milonitas, volcanitas ácidas e intermedias, sedimentitas rojizas, de origen similar a los de la FDB. Sin embargo, a diferencia de la unidad anterior, se registraron mayores proporciones de clastos de granodioritas y milonitas (> 50%). Las paleocorrientes y composición de los clastos sugieren una procedencia ininterrumpida desde el O, permitiendo interpretar que el área fuente eran las rocas paleozoicas y terciarias inferiores, expuestas en la sierra de Famatina, entre el Cordón de la Cumbre y la faja plegada y corrida de Famatina (Fig. 2). Las areniscas con megaestratificación cruzada están compuestas por ~30% de cuarzo, ~30% de fragmentos líticos y ~40% de feldespatos (20% de feldespato potásico y 20% de plagioclasa) y se clasifican como arenitas sublíticas-subfeldespáticas (clasificación de Dott modificada en Pettijohn *et al.* 1987). Datos tomados sobre superficies interpretadas como caras de avalancha indican paleoflujos dirigidos hacia el SSO con una media hacia

198° (Eo en Fig. 3). No obstante, un análisis de la población, permite reconocer agrupamientos diferenciados (A, B y C en Eo en Fig. 3), con un diseño bimodal que indica paleocorrientes dominantes hacia el SO y SE.

4. *Formación El Durazno (FED)*: Los conglomerados polimícticos que intercalan en la sección inferior de esta unidad (Miembro Río Blanco) están compuestos principalmente por sedimentitas verdosas, moradas, rojizas y blancas, volcanitas ácidas e intermedias, piroclastitas y granodioritas y milonitas de grano medio. Proporcionalmente dominan los fragmentos piroclásticos de pómez y escorias, que localmente pueden alcanzar el 100% de la composición, y los clastos de granitoides. Direcciones de ejes de canales, superficies de corte y relleno y datos de imbricación y agrupamiento indican paleocorrientes dirigidas hacia el E. Los mantos arenosos que suelen intercalan en la sección inferior (Miembro Río Blanco) son de composición cuarzo-feldespática y localmente por su alta proporción en plagioclasa podría clasificarse como arcosas plagioclásicas, comunes de ambientes volcanogénicos (Pettijohn *et al.* 1987). Los conglomerados del tramo superior de la formación (Miembro El Álamo) son polimícticos y de mayor tamaño. Hay gradual aumento de clastos graníticos, a favor de una disminución de la fracción piroclástica, que desaparece hacia el tope de la unidad. Clastos imbricados a(t)b(i) indican paleopendientes dirigidas hacia el E y NE. El análisis composicional y de paleocorrientes de la FED son consistentes con un área fuente ubicada al oeste.

Paleoambientes y evolución del relleno sedimentario del Grupo Angulos

1. *Formación del Abra (FDA)*: Esta muestra un arreglo grano y estrato decreciente de al menos 505 m de espesor (Figs. 3, 5), comparable al de secuencias normales de abanicos aluviales de Steel y Wilson (1975). El arreglo vertical sugiere una disminución del relieve y de la capacidad de transporte a través del tiempo. Volumétricamente las facies de megabrechas, de conglomerados gruesos tabulares y de conglomerados gruesos lenticulares dominan hacia la sección inferior y media de la unidad, mientras que facies más finas de microconglomerados tabulares, de areniscas mantiformes y areniscas finas y fangolitas predominan en el tercio superior (Fig. 3). Hacia el techo alternan horizontes de carbonatos con abundante fauna.

Las megabrechas con bloques y conglomerados mantiformes caracterizan a abanicos proximales, generalmente áreas apicales y sectores de trinchera, en las inmediaciones a escarpas de fallas modernas como productos de avalancha (Yarnold y Lombard 1989), sugiriendo relieves muy jóvenes. El agrupamiento local de bloques sugiere un alto gradiente, con cuencas de drenaje relativamente pequeñas y consecuente desarrollo de abanicos aluviales pequeños, relacionados a eventos tectónicos activos (e.g. Blair y McPherson 1994). Facies conglomerádicas lenticulares, mejor organizadas y con mayor redondeamiento en la sección media de la unidad indican mayor transporte y fenómenos de retrabajo por corrientes cada vez más turbulentas. La canalización podría estar relacionada a fenómenos de incisión y aterrazamiento

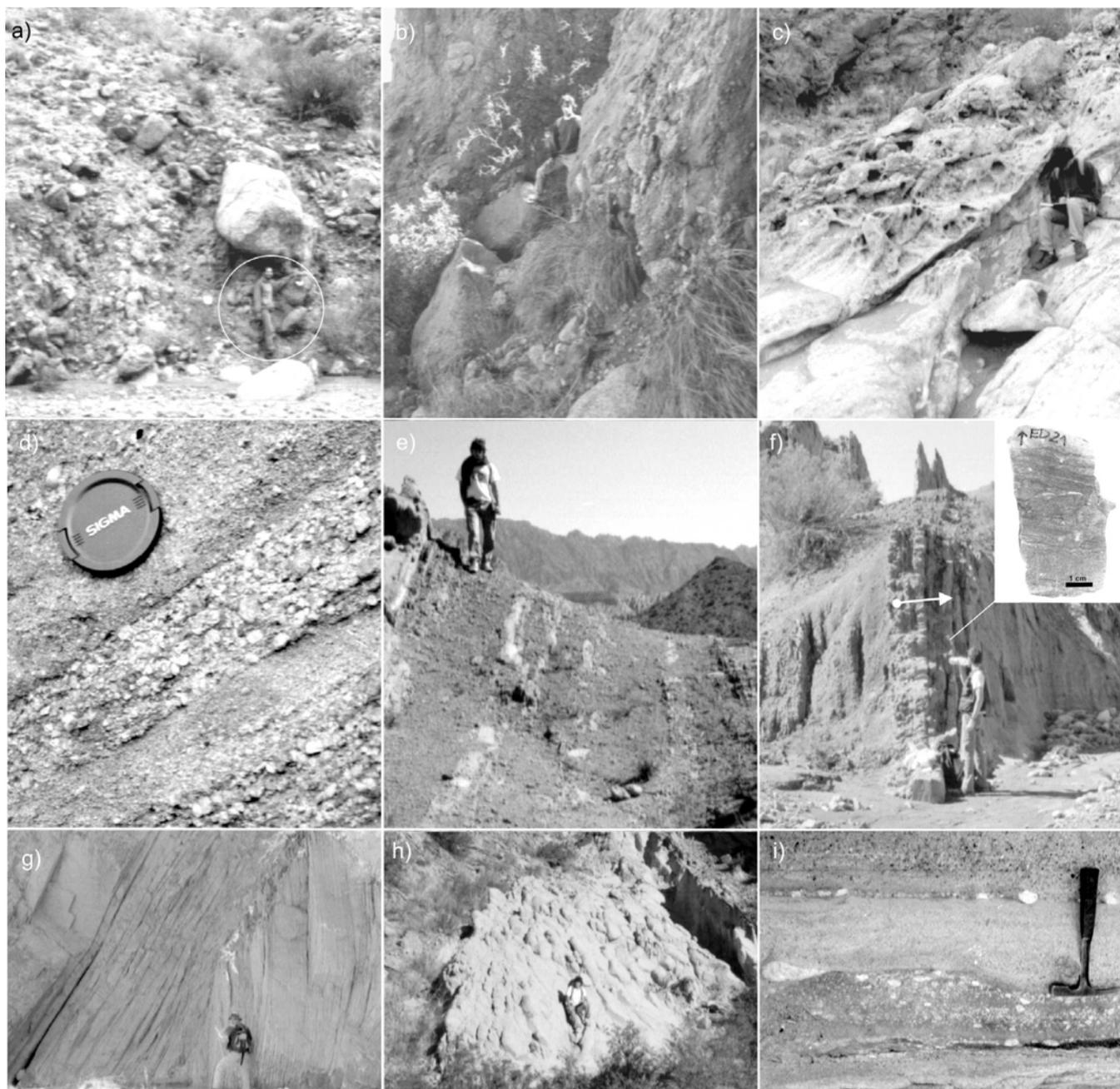


Figura 4. Litofacies del Grupo Angulos. Facies (a) de megabrechas, (b) de conglomerados gruesos tabulares con estratificación gruesa, (c) de conglomerados gruesos lenticulares y (d) de microconglomerados tabulares desarrolladas en la Formación del Abra. Facies (e) de areniscas mantiformes y de areniscas muy finas y fangolitas y (f) de carbonatos laminados de la Formación del Buey (la flecha señala el techo). Arriba a la derecha se muestra una sección pulida de la facies de carbonatos laminados. Facies (g) de areniscas con megaestratificación cruzada de la Formación Santo Domingo, y facies (h) de piroclastitas macizas e (i) de conglomerados volcánico-lásticos y de areniscas tobáceas desarrolladas en la Formación El Durazno.

durante la caída del nivel de base (DeCelles *et al.* 1991). En cambio, hacia el tope de la unidad dominan las geometrías mantiformes y facies de grano más fino, interpretadas como facies de abanicos terminales (Parkash *et al.* 1983), con desarrollo de cuerpos de agua someros y semi-perennes, como lo sugiere la intercalación de calizas laminadas. La sucesión de facies permite interpretar una asociación de abanicos aluviales que progresivamente fueron evolucionando hacia términos más distales, con un marcado predominio de procesos de baja

eficiencia controlados por la gravedad en la sección basal y con facies más diluidas y finas, representando asociaciones más distales, hacia el tope de la unidad. La tendencia general grano decreciente indica una retrogradación de litofacies vinculada a procesos de aplanamiento progresivo en la sedimentación (*backstepping*, Steel y Wilson 1975), hacia un estado gradual de peneplanización (Fraser y DeCelles 1992).

2. *Formación del Buey (FDB)*: Tiene un claro dominio de facies de grano fino y se compone de una secuencia monóto-

na de areniscas mantiformes y areniscas muy finas y fangolitas, ocasionalmente intercaladas con mantos microconglomerádicos y bancos de carbonatos nodulares y laminados que sirven de niveles guía. Los ciclos de granulometrías más gruesas y bases erosivas sugieren flujos no confinados depositados como mantos de crecida sobre planicies fangosas (Olsen 1989). No obstante, algunos de estos cuerpos localmente pueden interpretarse como cursos entrelazados de poca profundidad. La marcada ritmicidad de los depósitos, escasez de superficies de reactivación y granulometrías finas dominantes sugieren avulsión (Kraus 1996) sobre planicies aluviales localmente incididas por cursos fluviales someros y poco jerarquizados. El desarrollo de horizontes carbonáticos laminados indica que ocasionalmente hubo escaso influjo clástico, consistente con topografías de reducido gradiente. El desarrollo de paleosuelos indica tasas de sedimentación muy bajas (Kraus y Bown 1993) en periodos con estabilidad del paisaje (Kraus 1999). Esto sugiere la presencia de diastemas o discontinuidades del orden de los miles de años comparables a secuencias condensadas de origen continental (McCarthy y Plint 1998). Calizas estromatolíticas, sustentando esta explicación, también indican relativa calma depositacional. La asociación de facies permite interpretar depósitos de abanicos aluviales distales y ausencia de relieve, en estadios de peneplanización (Burbank y Anderson 2000). En la sección inferior de la unidad, la ausencia de evidencias de condiciones climáticas áridas, junto al registro palinológico de climas subtropicales (horizonte portador de plantas *Podocarpaceae* y *Malvaceae*, Ottone *et al.* en prep.) permiten sugerir condiciones climáticas relativamente húmedas. Por el contrario en la parte media de la formación, la presencia de calcretes pedogenéticos permitiría deducir un paleoclima semiárido. Asimismo, a partir de los niveles con paleosuelos existe un importante cambio en la procedencia del relleno. Todas estas evidencias permitirían dividir a la FDB en dos secuencias. La secuencia inferior, en continuidad con la unidad subyacente, tiene ~150 m de espesor y procedencias desde el E que puede interpretarse por su similitud como parte del relleno final de la secuencia grano decreciente de la Formación del Abra (Fig. 5). En contacto neto, calizas estromatolíticas y un cambio de procedencia con litologías derivadas claramente desde el O, marcan el comienzo del segundo ciclo de ~200 m potencia, vinculado al relleno de la unidad suprayacente (Formación Santo Domingo).

3. *Formación Santo Domingo (FSD)*: Esta, conjuntamente con la sección superior de la FDB, conforma la segunda megasecuencia del Grupo Angulos (GC1, Fig. 5). Se trata de un discreto arreglo grano estrato creciente de ~400 m de espesor y que marca el inicio de una etapa de progradación de sistemas aluviales proximales sobre planicies aluviales distales. Una alternancia de areniscas con megaestratificación cruzada y de conglomerados lenticulares (Fig. 3), intercaladas por facies arenosas muy finas y fangosas en la sección inferior de la unidad. Esta sucesión sugiere que cursos entrelazados y efímeros se habrían instalado sobre una planicie arenosa, con dunas eólicas migratorias. Desarrollo de pavimentos agrietados en regiones de interdunas indican desecación periódica en condiciones climáticas semiáridas con intensa evapora-

ción. Los conglomerados arenosos lenticulares indican que la escorrentía superficial estuvo localmente encauzada. Esto es común en sistemas con interacción eólico-fluvial (Langford 1989). Las direcciones de paleocorrientes de los conglomerados y de las paleodunas eólicas sugieren sistemas de interacción donde el diseño de drenaje de los cursos entrelazados disectaron transversalmente las formas eólicas. El patrón de distribución de los *sets* entrecruzados en los diagramas resultantes (Eo en Fig. 3), permite interpretar a estas eolianitas como del tipo longitudinales o lineales (*cf.* Glennie 1970, Ahlbrandt y Fryberger 1982, Tsoar 1982).

4. *Formación El Durazno (FED)*: Una superficie erosiva regional marca la base de la Formación El Durazno y el comienzo de la tercera megasecuencia del Grupo Angulos (GC2, Fig. 5). Esta es una sucesión grano y estrato creciente de ~1 km de espesor. La organización vertical de facies de esta unidad revela una evolución paleoambiental dominada por cursos fluviales entrelazados gravosos contemporánea con un intenso volcanismo efusivo. La sección inferior, representada por el miembro tobáceo Río Blanco, está dominada principalmente por facies volcanoclásticas y piroclásticas intercaladas con depósitos epiclásticos fluviales y localmente barreales o planicies de inundación. La alternancia de piroclásticas macizas, conglomerados volcanoclásticos y areniscas tobáceas se relacionan con flujos ignimbólicos, próximos a un centro volcánico explosivo (Fisher y Schmincke 1984, Wilson 1986). No se descarta que algunos niveles puedan tratarse de flujos de detritos volcanoclásticos del tipo lahares (Fisher y Schmincke 1984, 1994). A su vez, estas facies alternan de manera cíclica con sedimentos epiclásticos gruesos. La recurrencia de conglomerados lenticulares asociados a sistemas de cursos entrelazados de alta movilidad (Bridge 1993) con desarrollo de extensas zonas marginales sometidas a periódicas avenidas sugieren sistemas de interacción volcánico-fluvial (*e.g.* Smith 1987, Haughton 1993, Martina *et al.* 2003). Hacia la parte superior de la FED (Miembro El Álamo) hay un reemplazo gradual de las facies volcanoclásticas-piroclásticas en favor de un incremento de conglomerados lenticulares. La escasez de facies finas y geometrías mantiformes, junto con la desaparición de facies piroclásticas sustentan un predominio de facies aluviales con desarrollo de sistemas fluviales entrelazados. Las litologías y geometrías predominantes, el tamaño de los clastos y la ausencia de facies dominadas por fenómenos de gravedad sugieren que la sección superior de la FED estuvo controlada por regímenes de alta eficiencia en sectores proximales de abanicos aluviales (Colombo 1992), en un estadio de relieve joven hacia el oeste que servía de área fuente.

Discusión sobre la edad del Grupo Angulos

La edad del Grupo Angulos ha sido ampliamente discutida en la bibliografía del Terciario del Famatina (*e.g.* De Alba 1979a). Este fue tentativamente ubicado entre el Oligoceno y el Mioceno por correlación con otras unidades del ámbito andino. Dataciones en la sección inferior de la Formación El Durazno (Miembro Río Blanco) le permitieron a Tabbutt (1990) acotarlo al Mioceno superior-Plioceno inferior. No obstante, esta edad solo correspondería al tope del grupo ya que

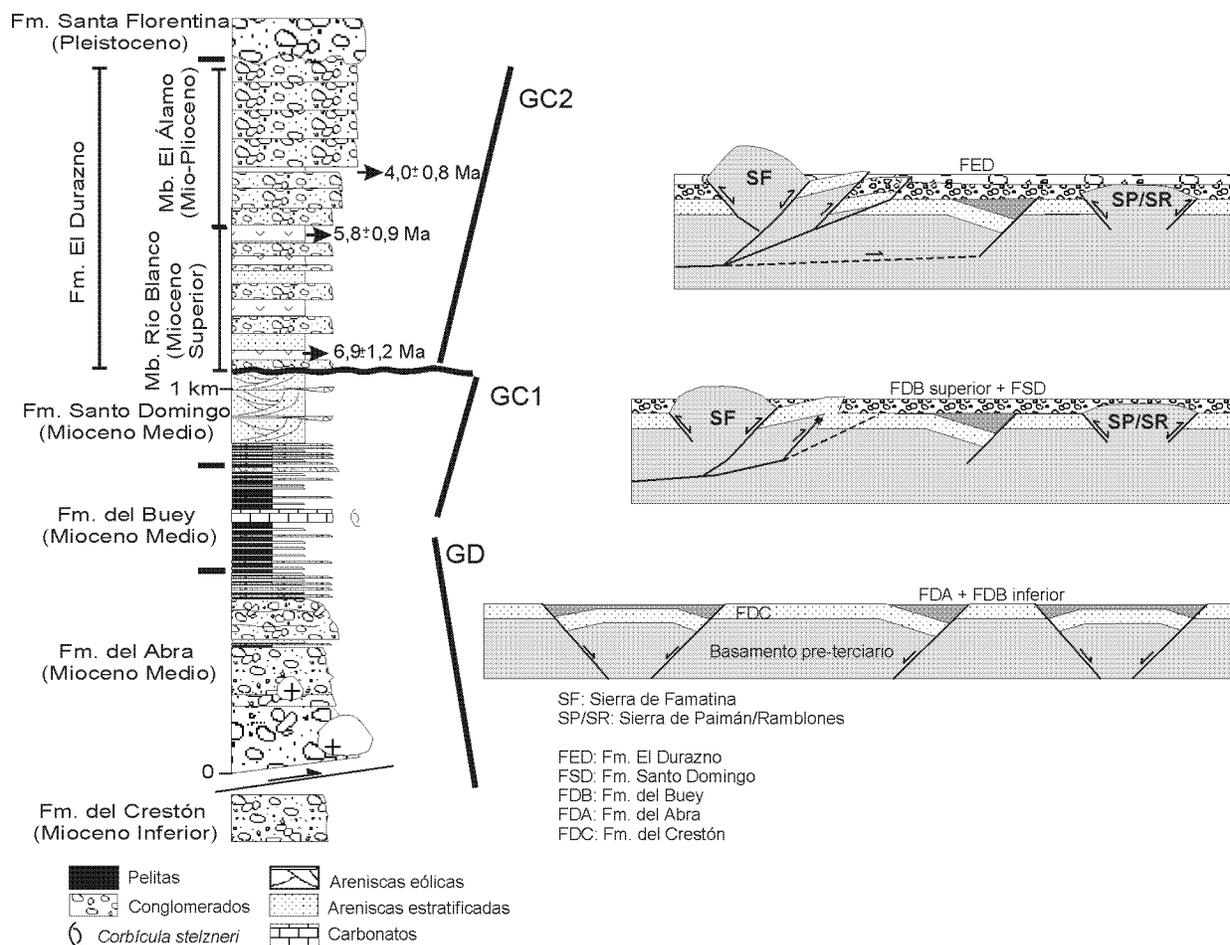


Figura 5. Evolución del relleno del Grupo Angulos y deposición de megasecuencias durante el Mioceno Medio-Plioceno. a) Estadio de cuenca extensional durante la deposición del ciclo grano decreciente (GD) de la Formación del Abra (FDA) y secuencia basal de la Formación del Buey (FDB). b) Etapa de antepaís fragmentado y deposición de megasecuencias grano crecientes, la primera (GC1) formada por la sección superior de la FDB y la totalidad de la Formación Santo Domingo (FSD) y la segunda (GC2) por la Formación El Durazno (FED).

los niveles datados se ubican por encima de una discordancia ubicada a casi 1000 m de la base de la unidad. Trabajos previos (Dávila y Astini 2002, 2003c) sugieren que los niveles de calizas estromatolíticas en la sección media de la Formación del Buey podrían corresponder a paleoambientes marino marginales, comparables al evento de ingesión paranaense. Recientes análisis geoquímicos en isótopos estables de C y O sobre estos carbonatos indican que se tratarían de calizas de agua salobre (Dávila 2003), lo que permitiría desestimar al menos un ambiente marino. No obstante, estas calizas registran niveles con *Corbícula stelzneri*, bivalvo que en otras regiones del oeste y noroeste argentino está frecuentemente asociado a foraminíferos y microflora vinculadas con la incursión paranaense (e.g. Ramos y Alonso 1995, Pérez *et al.* 1996, Bossi *et al.* 2002). Esto permitiría tentativamente ubicar a la Formación del Buey en el Mioceno Medio (~14 Ma). Además, estudios palinológicos sobre niveles pelíticos de la Formación del Buey permiten sustentar una edad no más joven que Mioceno Medio (Ottone com. epist. 2003, Ottone *et al.* en prep.). Por su parte, el espesor y continuidad regional de las colianitas de la Formación Santo Domingo, junto a su posi-

ción estratigráfica, admitirían una correlación con otros paquetes eólicos del Mioceno Medio de la región andina. En los Andes Centrales, los espesos mares de arena eólicos terciarios (Milana 1993) se han vinculado con la fase de desarrollo temprano de las cuencas de antepaís (Jordan *et al.* 1993). Las principales unidades de origen eólico se ubican entre los 19 y 13 Ma (Mioceno Inferior a Medio, Milana 1993, Jordan *et al.* 2001).

Considerando su posición estratigráfica entre la Formación del Crestón, de edad Mioceno Inferior tardío (Dávila y Astini 2003b, Dávila *et al.* 2004), y subyaciendo los estratos del Mioceno Medio de las formaciones del Buey y Santo Domingo, la Formación del Abra podría tentativamente ubicarse en el Mioceno temprano. Asimismo, esta edad es consistente con interpretaciones de un evento extensional de edad Mioceno Medio en el O y NO argentino, como lo sugieren Bossi *et al.* (2002) para las Sierras Pampeanas septentrionales y más recientemente Dávila y Astini (2003c) para el grueso de la Formación del Abra en Famatina.

En síntesis, se reubica el Grupo Angulos entre el Mioceno Medio y Plioceno Inferior, con desarrollo de un hiato impor-

tante, aproximadamente entre el Mioceno Medio tardío y el Mioceno Superior temprano, evidenciado por una superficie discordante mayor entre las formaciones Santo Domingo y El Durazno (Fig. 5).

El Grupo Angulos y su implicancia en el contexto del antepaís andino central

El arreglo estratigráfico de la megasecuencia inferior (GD, Fig. 5), junto a evidencias estructurales (Dávila y Astini 2003c) y regionales en el oeste argentino (e.g. Bossi *et al.* 2002), sugiere relleno en sistemas de grábenes que involucran basamento en la deformación para el Mioceno Medio. Esta megasecuencia registra estadios con tectónica extensional activa (e.g. sección basal de la FDA) hasta un relleno del tipo *sag* terminal (o *post-rift infill* de Frostick y Steel 1993; e.g. secuencia inferior de la FDB). Esta historia es interrumpida por la segunda megasecuencia del Grupo Angulos (GC1, Fig. 5). La variación en la composición de los conglomerados y en la dirección de las paleopendientes en esta secuencia sugiere inversión de la cuenca. La naturaleza grano creciente (GC1, Fig. 5) con desarrollo de secuencias condensadas y un episodio de inundación en la sección inferior es comparable con estadios de subsidencia flexural en una región distal de una cuenca de antepaís, vinculadas con depozonas de abultamiento periférico (DeCelles y Giles 1996). Este arqueamiento puede interpretarse como producto del avance progresivo de la carga tectónica ubicada hacia el oeste (proto-sierra de Famatina?). No obstante, no es hasta el tope de esta segunda megasecuencia que se evidencia exhumación de relieve al O, vinculado con el levantamiento de la sierra de Famatina y la formación de depocentros restringidos en un antepaís fragmentado de edad Mioceno Medio (Fig. 5), como lo indica el análisis de procedencia. Recientes estudios en la región norte de las Sierras Pampeanas también sugieren participación de basamento en el desarrollo de las cuencas para el Mioceno Medio (e.g. Reynolds *et al.* 2000). El marcado contraste paleoclimático entre estas las dos primeras megasecuencias GD y GC1 (Fig. 5, subtropical en la base de la FDB versus calcretes pedogenéticos y eolianitas de climas semiáridos en el tope de la FDB y en la FSD, respectivamente) apoya las evidencias de un cambio climático en el oeste argentino para el Mioceno Medio (e.g. Starck y Anzótegui 2001). A partir de ~7 Ma una importante etapa de deformación y volcanismo en Famatina (Tabbutt 1990, Coughlin *et al.* 1998, Ramos 1999, Jordan *et al.* 2001, Ramos *et al.* 2002) habría favorecido la formación de la discordancia entre la segunda y tercera megasecuencia (Fig. 5). Considerando el análisis de procedencia y tamaño de los conglomerados, es sólo durante la depositación de la última megasecuencia (GC2, Fig. 5), en el Mio-Plioceno, que se evidencian depocentros intermontanos restringidos y la participación de bloques de basamento, caracterizando una región de antepaís fragmentado, como la que observamos hoy. En ese tiempo es que la sierra de Famatina inició su exhumación acelerada (*cf.* Tabbutt 1990) convirtiéndose en un control fundamental en la dispersión de sedimentos y dinámica de las cuencas modernas. Ausencia de clastos provenientes desde el dominio oriental indicaría que las sierras de Paimán y Ramblones no habrían sido todavía

exhumadas. No es hasta la depositación de los conglomerados plio-pleistocenos de la Formación Santa Florentina que estas sierras habrían sido expuestas nuevamente, tal como lo sugiere la composición de sus clastos.

Conclusiones

1) Componen al Grupo Angulos las facies de: (1) megabrechas, (2) conglomerados gruesos tabulares con estratificación gruesa, (3) conglomerados gruesos lenticulares, (4) microconglomerados tabulares, (5) areniscas mantiformes, (6) areniscas muy finas y fangolitas, (7) carbonatos nodulares, (8) carbonatos laminados, (9) areniscas con megaestratificación cruzada, (10) piroclastitas macizas, (11) conglomerados volcanoclasticos y (12) areniscas tobáceas.

2) La estratigrafía del Grupo Angulos se reorganiza en cuatro formaciones sobre la base de características sedimentológicas y estratigráficas. Se conservan los nombres de las formaciones del Abra, del Buey y El Durazno y se redefine la sección basal de esta última con el nombre de Formación Santo Domingo (*nov. nom.*).

3) La Formación del Abra se interpreta como una asociación de abanicos aluviales muy proximales y sistemas coluviales que evolucionaron hacia términos más distales, sucedida por la Formación del Buey que evidencia el desarrollo de barreales y cuerpos lacustres en regiones de abanicos aluviales distales con escaso relieve y bajo condiciones climáticas de mayor humedad. En contraste, con evidencias de restricción climática, la Formación Santo Domingo es interpretada como depósitos formados por la interacción de un sistema eólico-fluvial. Finalmente, la Formación el Durazno registra la progradación de sistemas aluviales, en su parte inferior controlados por un ambiente volcánoclastico y con predominio de sistemas de alta eficiencia y desarrollo de cursos entrelazados hacia el tope de la unidad.

4) El arreglo de facies permitió discriminar tres megasecuencias, una basal grano decreciente, seguida por dos de tendencia grano crecientes. El análisis de procedencia muestra la participación de áreas fuentes contrastadas e inversiones en las paleocorrientes que sugieren una evolución compleja de la cuenca durante el Mioceno Medio-Plioceno. Esta inicia con una etapa de cuenca extensional con desarrollo de un *sag* terminal, seguida por dos episodios de antepaís fragmentado. Así, el ascenso de bloques de basamento dentro del antepaís se habría iniciado, al menos, en el Mioceno Medio en contraste a trabajos previos (e.g. Malizia *et al.* 1995, Jordan *et al.* 2001, Ramos *et al.* 2002).

Agradecimientos

El trabajo constituye parte de la tesis doctoral del autor. Se agradece al Dr. Ricardo Astini por las discusiones en el campo, sugerencias y revisión en de una versión preliminar del manuscrito. También agradezco a Federico Martina quién activamente participó en las tareas de campo. A Fabián Álvarez, baqueano durante las distintas campañas en la región. A la CONAE por facilitarnos las imágenes satelitales y a la SECyT-

UNC, AAPG Foundation y la IAS que financiaron a FMD la realización de este trabajo. Se agradece a Ricardo Melchor y Pablo Pazos que contribuyeron a mejorar sustancialmente la versión preliminar del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli A., 1996. Geología del Sistema de Famatina, Reihe A Allgemeine Geologie, A 19, 193 p. Müncher Geologische Hefte. Munich.
- Ahlbrandt, T.S. y Fryberger, S.G., 1982. Eolian deposits. En: Scholle, P.A. y Spearing, D. (Ed.), Sandstones and depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir 31: 11-48. Tulsa.
- 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: 445-460.
- Astini, R.A. y Dávila, F.M., 2002. El Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) en el Famatina (28°-29°S), Andes Centrales del oeste argentino. Revista Geológica de Chile, 29: 241-254.
- Ballance, P.F., 1984. Sheet flow dominated gravel fans of the non marine Middle Cenozoic Simmler Formation, Central California. Sedimentary Geology, 38: 337-359.
- Barazangi, M. y Isacks, B.I., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. Geology, 4: 686-692.
- Bertolino, S.R.A., Poiré, D.G. y Carignano, C., 2000. Primer registro de sedimentitas marinas terciarias aflorantes en las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55: 121-124.
- Blair, T.C. y 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: 450-489.
- Blikra, L.H. y Nemeč, W., 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies, and paleoclimatic record. Sedimentology, 45: 900-959.
- Bondenbender, G. 1922. El Nevado de Famatina. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 16(1). Buenos Aires.
- Bossi, G.E., Georgieff, S.M., Gavriloff, I.J.C., Ibañez, L.M. y Muruaga, C.M., 2002. Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, NW Argentina. Journal South American Earth Sciences, 15: 725-734.
- Bown, T.M. y Kraus, M.J., 1987. Intergration of channel and floodplain suites: I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. Journal of Sedimentary Petrology, 57: 587-601.
- Bridge, J.S., 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transportation and deposition in braided rivers. En Best, J.L. y Bristow, C.S. (Ed.), Braided rivers, Geological Society Special Publication 75: 13-71. Londres.
- Brinkman, R., 1977. Surface-water gley soils in Bangladesh: Genesis. Geoderma, 17: 111-144.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S., 2000. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, 274 p., Oxford.
- Colombo, F., 1992. Abanicos Aluviales. Arche, A. (Ed.), Sedimentología 1: 143-218, Madrid.
- Coughlin, T.J., O'Sullivan, P.B., Kohn, B.P. y 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: 999-1002.
- 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. 9° Reunión Argentina de Sedimentología, 73, Córdoba.
- Dávila, F.M., 2003. Transecta estratigráfica-estructural a los 28°30'-28°54' de Latitud Sur, sierra de Famatina, provincia de La Rioja, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. (inédita), 516 p.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A., 2002. Geología de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57: 463-482.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A., 2003a. 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, 58: 109-116.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A., 2003b. Early Miocene synorogenic strata in Famatina (Central Andean broken foreland): wedge-top depozone, proximal foredeep sedimentation or a different setting? 3° Latin American Congress of Sedimentology, Belém.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A., 2003c. Early Middle Miocene the broken foreland development in the southern Central Andes: Evidence for extension prior to regional shortening. Basin Research, 15: 379-396.
- Dávila, F.M. y Astini R.A., 2003d. Las eolianitas de la sierra de Famatina: Interacción paleoclima - tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno Medio? Revista Geológica de Chile, 30:187-204.
- Dávila, F.M., Astini, R.A. y Schmidt, C.J., 2003. Unravelling 470 m.y. of shortening in the Central Andes and documentation of Type 0 superposed folding, Famatina Ranges, Western Argentina. Geology, 31: 275-278.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E. y Kay, S.M., 2004. Early Miocene andesite conglomerates in the Sierra de Famatina, broken foreland region of western Argentina, and documentation of magmatic broadening in the south-central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 17: 89-101
- De Alba, E., 1979a. El Sistema de Famatina. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 349-395, Córdoba.
- De Alba, E., 1979b. Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito (provincia La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 163, 87 p. Buenos Aires.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. Basin Research, 8: 105-123.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N. y Srivastava, P., 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. Sedimentology, 38: 567-590.
- Demicco, R.V. y Hardie, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. SEMP Society for Sedimentary Geology, Atlas Series 1, 265 p. Tulsa.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, 472 p. Berlin.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1994. Volcaniclastic sediment transport and deposition. En: Pye, K. (Ed.), Sediment transport and depositional processes, Blackwell Scientific Publications, 351-388. Oxford.
- Fraser, G.S. y DeCelles, P.G., 1992. Geomorphic controls on sedimentary accumulation at margins of foreland basins. Basin Research, 4: 233-252.
- Friedmann, S.J., 1998. Rock avalanche elements of the Shadow Valley basin, eastern Mojave Desert, California: processes and problems. Journal of Sedimentary Research, 67: 792-804.
- Frostick, L.E. y Steel, R.J., 1993. Sedimentation in divergent plate-margin basins. En: Forstick, L.E. y Steel, R.J. (Ed.): Tectonic controls and signatures in sedimentary successions, International Association of Sedimentologists, 20: 111-128, Special Publication Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- 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: 167-184.
- Glennie, K.W., 1970. Desert sedimentary environments. Development in Sedimentology, 14, p. 111, Elsevier, Amsterdam.
- González Bonorino, F., 1972. Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá (provincia de Catamarca). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 127, 74 p. Buenos Aires.
- Houghton, P.D.W., 1993. Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non-volcanoclastic sediment in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstones, east-central Scotland. En: Marzo, M. y Puigdefábregas, C. (Ed.): Alluvial Sedimentation, International Association of Sedimentologists. Special Publication, 17: 451-472. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Ituarte, C.F., 1994. *Corbicula* y *Neocorbicula* (Bivalvia, Corbiculidae) in the Paraná, Uruguay and Rio de La Plata basins. The Nautilus, 107: 12-135
- Jordan, T.E., 1995. Retroarc foreland basins. En: Busby, C.J. y Ingersoll, R.V. (Ed.), Tectonics of sedimentary basins, p. 331-362. Oxford.
- Jordan, T.E. y 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.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., y Ando, C.J., 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. y 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., Schlunegger, F. y Cardozo, N., 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina. Journal South American Earth Sciences, 14: 775-798.
- Kocurek, G., 1988. First-order and super-bounding surfaces in aeolian sequences-bounding surfaces revisited. Sedimentary Geology, 56: 193-206.
- Kocurek, G. y Dott, R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of aeolian sands. Journal of Sedimentary Petrology, 51: 579-595.
- Kominz, M.A., Miller, K.G. y Browning, J.V., 1998. Long-term and short-term global Cenozoic sea level estimates. Geology, 26: 311-314.
- Kraus, M.J., 1996. Avulsion deposits in lower Eocene alluvial rocks, Bighorn Basin, Wyoming, USA. Journal Sedimentary Research, 66B: 354-363.
- Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic implications. Earth Science Reviews, 47: 41-70.
- Kraus, M.J. y Bown, T.M., 1993. Short-term sediment accumulation rates determined from Eocene alluvial paleosols. Geology, 21: 743-746.
- Langford, R.P., 1989. Fluvial-aeolian interaction: part I, modern systems. Sedimentology, 36: 1023-1035.
- Lencinas, R., 1994. Los depósitos pleistocenos – holocenos del valle de Famatina, La Rioja, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 465-470.
- Limarino, C.O., Tripaldi, A., Marensi, S., Net, L. Re, G. y Caselli, A., 2001. Tectonic control on the evolution of fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 14: 751-762.
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H. y 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.
- Martina, F., Dávila, F.M., Petrinovic, I.A. y Astini, R.A., 2003. Sedimentary features and paleoenvironments of the Late Miocene volcanic setting in the Famatina Ranges, Central Andes. Third Latin-American Congress of Sedimentology, Belém. (en prensa).
- McCarthy, P.J. y Plint, A.G., 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: Integrating paleopedology and sequence stratigraphy. Geology, 26: 387-390.
- McKee, E.D., 1966. Structures and dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). Sedimentology, 7: 1-69.
- Milana, J.P., 1993. Estratigrafía de las eolianitas en la zona de Jachal-Huaco, Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48: 283-298.
- Nemec, W. y Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E.H. y Steel, R.J. (Ed.). Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 10: 1-32.
- Nickling, W.G., 1994. Aeolian sediment transport and deposition. En: Pye, K. (Ed.), Sediment transport and depositional processes, p. 293-350. Blackwell Scientific Publication. Oxford.
- 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.
- Parkash, B., Awasthi, A.K. y Gohain, K., 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurushetra district, Haryana, India. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6: 337-344.
- Parker, G., 1974. Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los estratos de Paganzo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29: 23-29.
- 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, Actas 1: 385-398. Mendoza.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R., 1987. Sand and sandstones. Springer Verlag, 553 p. New York.
- Pierson T.C. y Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, 7: 1-12
- Pierson T.C. y Scott, K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow. Water Resources Research, 21: 1511-1524.
- Plummer, L.M. y Gostin, V.A., 1981. Shrinkage cracks: dessication or syneresis. Journal of Sedimentary Petrology, 51: 1147-1156.
- Postma, G. 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. Geology, 14: 291-294.
- Pye, K., 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, 334 p. Londres.
- 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. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (Ed.), Tectonic evolution of South America: 561-604, Río de Janeiro.
- Ramos, V.A. y Alonso, R.N., 1995. El mar paranaense la provincia de Jujuy. Revista del Instituto de Geología y Minería, 10: 73-82.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O y Pérez, E.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 15: 59-78.
- Reid, I. y Frostick, L.E., 1987. Flow dynamics and suspended sediment properties in arid zone flash floods. Hydrological Processes, 1: 239-253.
- Retallack, G.J., 1990. Soils of the past. Unwin-Hyman, 510 p., Londres.
- 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, Dartmouth College, (inédito). 353p., Hanover.
- Reynolds, J.H., Galli, C.I., Hernandez, R.M., Idleman, B.D., Kotila, J.M., Hilliard, R.V. y Naeser, C.W., 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina.: Magnetic stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de González. Geological Society of America Bulletin, 112: 1736-1751.
- 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.

- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1-10.
- Smith, G.A., 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 613-629.
- Sosic, M.J.V., 1972. Descripción geológica de la Hoja 14d, Tinogasta (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 129, 58 p. Buenos Aires.
- Starck, D. y Anzótegui, L.M., 2001. The late Miocene climatic change - persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 763-774.
- 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. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 6*: 405-420.
- Steel, R.J. y Wilson, A.C., 1975. Sedimentation and tectonism (?Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin, Lewis. *Journal Geological Society*, 131: 183-202, London.
- 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.
- 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.
- Tsaor, H., 1982. Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) dunes. *Journal Sedimentary Petrology*, 52: 823-831.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P., 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science, 482 p. Oxford.
- 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., 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., 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 126, p. 106. Buenos Aires.
- Whipple, K.N., 1997. Open-channel flow of Bingham fluids: Applications in debris-flow research. *The Journal of Geology*, 105: 243-262.
- Wilson, C.J.N., 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 231-241.
- Wilson, C.J.N., 1986. Pyroclastic flows and ignimbrites. *Science Progress, Oxford*, 70: 171-207.
- Wright, V.P., 1990. Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. *Geological Magazine*, 127: 273-276.
- Yarnold, J.C. y Lombard, J.P., 1989. A facies model for rock avalanche deposits formed in dry climates. En: Colburn, I.P., Abbott, P.L. & Minch, J. (Ed.), *Conglomerates in basin analysis: A symposium dedicated to Woodford, A.O.*, Pacific Section, 62: 9-31.
- Zaleha, M.J., 1997. Siwalik Paleosols (Miocene, Northern Pakistan): Genesis and controls on their formation. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 821-839.

Recibido: 07/05/03

Aceptado: 04/09/04