

TRABAJO 31

LA SECUENCIA TERCIARIA DE PACHACO: SEDIMENTOLOGIA, EDAD, CORRELACIONES Y SIGNIFICADO PALEOGEOGRAFICO

ESTANTERIA CONGRESOS
UBICACION

Juan Pablo Milana (1), Martín F. Cevallos (2), Ana María Zavattieri (3), Mercedes Prampano (3) y Hugo Oscar Papu (3)

(1) Univ. Nac. de San Juan, Dpto. de Geofísica. (actualmente becario Humboldt: Geologi. Inst.: Schlossgarten 5 D-8520 Erlangen, Alemania.

(2) UNSJ. Dpto de Geología, Cereceto y Meglioli, 5400 San Juan.

(3) CONICET y CRICYT-Me, Bajada del Cerro s/n, Parque San Martín, 5500, Mendoza.

ABSTRACT. The Pachaco Tertiary section that crops out in the Central Precordillera is a Key-sequence for the understanding of the Neogene paleogeography. Because it shows different lithologies from other Tertiary sections, for that reason some workers assignate it to a Triassic age. The finding of recognisable palynomorphs in the basal levels enabled us to assignate a Tertiary age for the entire sequence, and to prove the existence of a widespread sand-sea during Neogene times. Following early works, three members we recognized. The lower (ca. 150m thick) outcrops due to its light tuffs and carbonaceous levels. It seems to have been deposited in an irregular relief which favoured permanent swamps where carbonaceous remains did not oxidized. As sedimentation took place, the relief was filled, and distal ephemeral streams interbedded with aeolian dunes were formed. The middle member (ca. 700m thick) is entirely aeolian and the upper (ca. 400m thick) is composed of braided channel belts of mixed-load rivers (gravel & sandy), perhaps with an ephemeral discharge regime, associated minor sandy floodplain deposits. A short interval of normal grading characterizes the lower part of the Upper Member, but then the upward coarsening tendency of the entire sequence is reestablished. The age data for this sequence is not very precise but general evolution suggest its correlation with the Divisadero Largo and Mariño Formations of the Northern Mendoza.

INTRODUCCION

En este trabajo se describe e interpreta la secuencia neógena, denominada Formación Pachaco (Sumay, 1980; Masramón, 1986; Cevallos y Milana, 1992), con énfasis en las características del Miembro Inferior, ya que constituye una asociación de facies no común en los depósitos terciarios del área. Las características litológicas peculiares del Miembro Inferior fueron tomadas en cuenta para asignarle una edad Triásica (cf. Braccacini, 1950; Aparicio, 1975; Criado Roque *et al.*, 1981). Sin embargo, las características de la parte media y superior de la secuencia son muy similares a los afloramientos terciarios cercanos (Stappenbeck, 1910; Strelkov y Alvarez, 1984). Strelkov y Alvarez (1984) hicieron una reseña de las características por las cuales esta secuencia sería asignable al Terciario. Sin embargo, algunos de los argumentos utilizados por estos autores no se verifican estrictamente, como por ejemplo: a) Existen restos plantíferos en la secuencia, aunque mal conservados. b) La secuencia aflorante de Pachaco es

inversa-normal-inversa, ya que el miembro superior (arenosconglomerádico), presenta un intervalo basal granodecreciente (Fig. 2), que a veces es el único que se observa en las secuencias australes de la Qa. del Palque ya que una falla oblitera el intervalo superior de gradación inversa. c) No es lícito utilizar la presencia de eolianitas para asignar una edad terciaria a la secuencia dado que en San Juan hay varios campos de eolianitas antiguos (en Jáchal se pueden reconocer hasta cuatro de diferente edad, Milana en rev.) y a la fecha no existe ningún registro de eolianitas terciarias comprobado en la Provincia de San Juan. Por otra parte, la secuencia eólica de Pachaco es la más espesa conocida en Precordillera (casi 700m de espesor, Cevallos y Milana, 1992) que la hace no directamente comparable con las eolianitas de la zona, mucho menos espesas. Este espesor es también uno de los mayores registrados en el mundo para secuencias puramente eólicas, ya que la tradicionalmente más espesa es la Navajo Sandstone del Jurásico, que alcanza los 700m (cf. Turner, 1979). El reciente hallazgo efectuado por los autores que suscriben, de una asociación de palinómorfos correspondientes a angiospermas, permite datar a los niveles basales de esta unidad como terciarios. Este hallazgo también permite ubicar dentro del ciclo tectosedimentario neógeno de Precordillera, el desarrollo de un gran desierto de arena (erg). Tales depósitos eólicos fueron reconocidos en escamas tectónicas cercanas (Milana, 1987), y la revisión de varias secciones neógenas desde el norte de Jáchal hasta el sur de la ciudad de Mendoza (Fm. Mariño) (Cevallos, 1993), sugieren que este desierto tuvo una elongación N-S, abarcando gran parte de lo que se conoce como Precordillera Central. Algunos detalles sedimentológicos y paleogeográficos de este desierto en la localidad de estudio, fueron brindados por Cevallos y Milana (1992).

El registro de una intensa actividad piroclástica dentro del Miembro Inferior, es compatible con lo observado en algunas de las secciones neógenas (basales) más antiguas de Precordillera. Estos niveles podrían ser equivalentes a la parte basal de la Formación Río Salado del área de Mogna, cuya edad y posición estratigráfica están bien establecidas (Milana, 1991). Tal correlación sugiere que el Miembro Inferior presenta una edad entre 19 y 17 Millones de años. Una edad similar es también indicada por algunas de las dataciones radimétri-

cas efectuadas por Jordan *et al.* (en prensa), a la latitud del Río Jáchal. Tales edades pueden correlacionarse con un razonable grado de seguridad debido a que en algunos casos presentan niveles eólicos suprayacentes correlacionables a las eolianitas de Pachaco, apuntando para el Miembro Inferior de la Fm Pachaco una edad entre 18 y 21 Ma. Ambas consideraciones proponen que la edad más probable de sedimentación de este miembro es de aprox. 18-19 Ma.

Características geológicas de la secuencia

La base de la secuencia se encuentra muy cubierta. Se la revisó a lo largo de varios kilómetros, y en los sectores mejor expuestos se observó que el contacto inferior es normal y no por falla. En los 2 ó 3 metros basales, la secuencia contiene mucho yeso a la vez que es tobácea, y se halla fuertemente alterada. Sin embargo, la presencia de numerosos clastos angulosos de la infrayacente Fm Punta Negra (devónica), sin evidencias de un transporte notable, sugiere que estos niveles se formaron por la remoción "in situ" del techo de la Fm Punta Negra. Estas consideraciones indican que el contacto basal de esta secuencia es una fuerte discordancia y no una falla regional como ha sido indicada en trabajos anteriores (cf. Masramón, 1986). La secuencia ha sido dividida en tres miembros (Sumay, 1980; Masramón, 1986; Cevallos y Milana, 1992): el inferior psamo-pelítico, de unos 150 metros de espesor promedio; un miembro medio de aprox. 700 metros de areniscas eólicas, y un miembro superior conformado por una secuencia normal-inversa de conglomerados y areniscas fluvio-aluviales. El último miembro se encuentra aquí muy decapitado ya que no aflora el sector aglomerádico que se observa en el techo de casi todas las secuencias neógenas adyacentes. Comparativamente, en la escama tectónica adyacente oriental se reconocieron tres subsecuencias: una conglomerádica granodecreciente, otra areno-pelítica, y la cuspidal conglomerádica-aglomerádica granocreciente (Milana, 1987) correlacionables a este miembro. La falla que limita el techo de la sección terciaria de Pachaco va eliminando términos cada vez más viejos hacia el sur, hasta que suprime totalmente la unidad terciaria, a unos 12 km al sur del Río San Juan, poniendo en contacto al Devónico (Fm Punta Negra) con las calizas ordovícicas de Fm San Juan (Fig.1). La composición de este frente de falla es variable, ya que se alternan sobre el Terciario calizas ordovícicas y areniscas devónicas, según la sección que se recorra.

El afloramiento terciario presenta una composición estructural aproximadamente homoclinal buzante al oeste, con rumbo norte-sur, e inclinaciones altas en la base (ca. 75°), disminuyendo a unos 35° en el miembro superior. Para esta secuencia neógena se midió un perfil estratigráfico a la altura del camping El Palque, dado que allí hay menos cubierta cuaternaria (Fig.1). Para comprender mejor el ambiente del Miembro Inferior, que es poco común para secuencias neógenas de esta región, se midieron dos perfiles del mismo, separados unos 3 km entre sí (Fig.1). De esta manera se evaluó el paleorelieve que pudo influir en su ambiente de acumulación.

SEDIMENTOLOGIA DE LA FORMACION PACHACO

1) Miembro inferior

Descripción (código de facies según Miall, 1985)

a) **Perfil Norte:** El espesor del miembro inferior en esta sección alcanza 162 m (14 más que en el perfil sur). La base está conformada por arenisca limosa rojiza, muy alterada y con yeso intersticial, en donde se observan algunos niveles con clastos angulosos de procedencia local. Este intervalo compone los primeros 15 metros de la secuencia, y no se encontró ninguna estructura sedimentaria diagnóstica. El resto del Miembro inferior muestra un buen desarrollo de facies similares a las de planicie de inundación de sistemas fluviales (finos laminados: FI; Miall, 1977). En el sector medio (de los 15 a 100 m desde la base), esta facies es mucho más pelítica siendo frecuentes los niveles carbonosos asociados a colores verdosos, mientras que hacia el techo, es más arenosa, con colores amarillentos y con escasos niveles carbonosos. Estas facies finas presentan una alta participación de capas delgadas (5-15 cm) de arena fina gradada (tipo turbidita). Las capas tienden a estar agrupadas en sectores, sin tendencias verticales definidas. También se encuentran niveles de 5 a 10 cm irregularmente distribuidos, negros en superficie, muy calcáreos y con óxidos reducidos de hierro. Desde la mitad del miembro comienzan a aparecer grietas de desecación en las facies finas. Corresponden a este grupo de facies varios niveles de bentonitas blancas o verdosas bastante puras. El grado de bioturbación es variable, y en general aumenta hacia el techo. Hay sectores masivos, completamente removidos por bioturbación, mientras que en otros se conserva la estratificación original pero con escasos caracteres internos. Se alternan con los depósitos finos cuerpos de areniscas que presentan diferentes características. En el sector basal, (obviando los primeros metros del depósito oxidado), las areniscas son medias hasta gruesas, verdosas o amarillentas, a veces con guijarros pequeños de vulcanitas ácidas, mostrando laminación plana (Sh) y entrecruzamientos de bajo ángulo (Sl). Estos cuerpos de no más de 1 metro de espesor, presentan bases erosivas de bajo relieve. En uno de los cuerpos arenosos se observaron varios sets de tipo Sl, separados por delgadas particiones carbonosas. En la mitad superior del miembro los cuerpos arenosos, presentan colores pardo rojizos a verdes. Dentro de los mismos, no es tan común Sl y las láminas de Sh están mucho más seleccionadas. En el tope de algunos de estos cuerpos se ha observado un sector de unos 5 cm de espesor más grueso que lo normal y netamente bimodal (arena gruesa y fina, marcados como dl en la columna).

b) **Perfil Sur:** El espesor del miembro inferior aquí es 148 m. Se diferencia con el perfil norte por la mayor difusión de los colores rojizos, marrones y amarillentos, menor cantidad de niveles carbonosos y verdes en facies finas, mayor arenosidad y presencia de algunos sets solitarios entrecruzados eólicos. Presenta un intervalo basal idéntico al del perfil norte (rojizo, yesoso, alterado) aunque de menor espesor. Las facies finas (FI) son bastante similares a las del otro perfil, aunque proporcionalmente menores además de las diferencias ya

SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN PACHACO

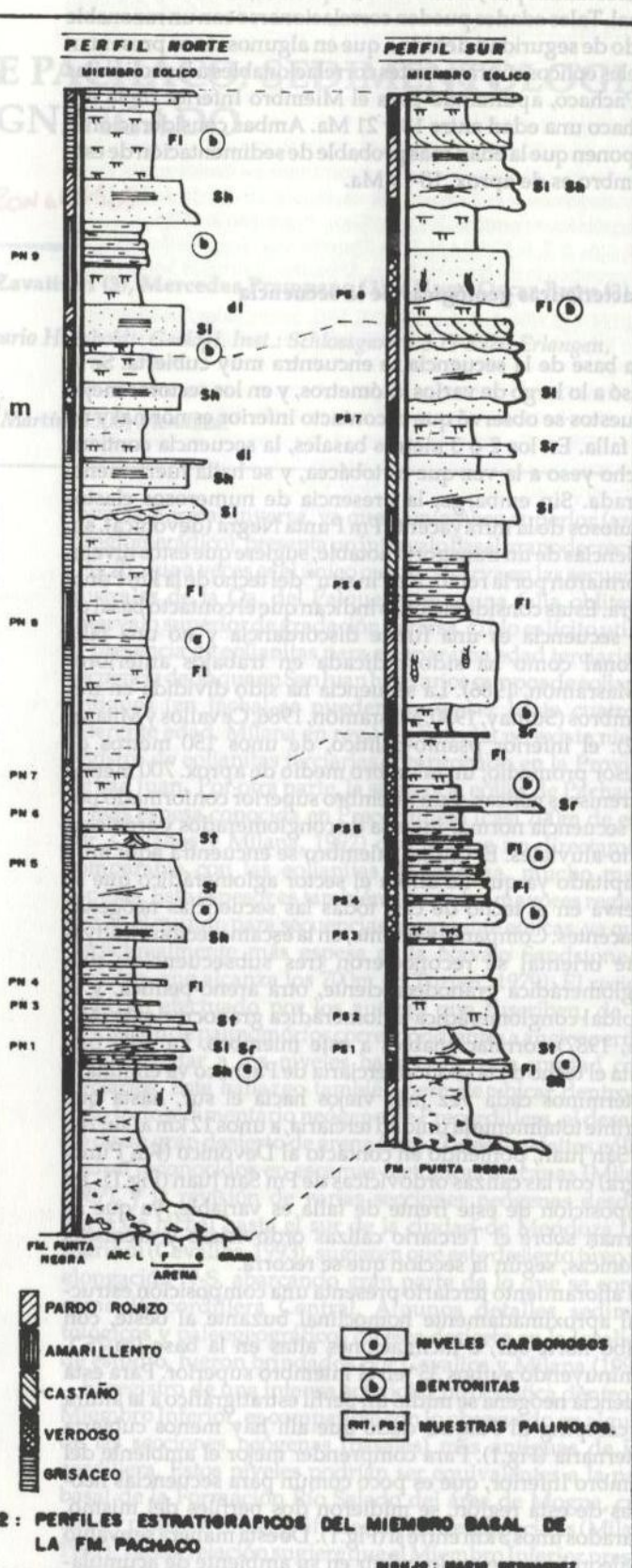
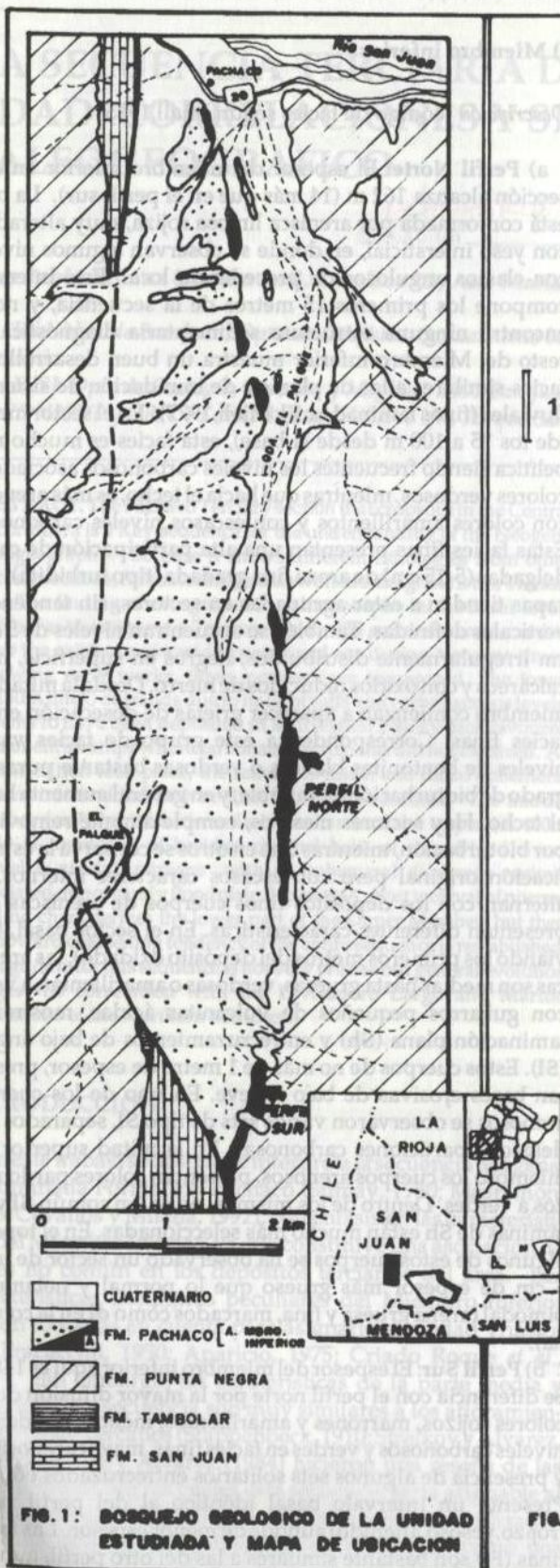


FIG. 2: PERFILES ESTRATIGRAFICOS DEL MIEMBRO BASAL DE LA FM. PACHACO

DIBUJO: MARIO HERNANDEZ

citadas. Se observa una cantidad ligeramente menor de bentonitas, posiblemente debido a la aparición más frecuente de cuerpos arenosos. Las areniscas conforman cuerpos más espesos, mostrando entrecruzamientos mejor desarrollados (en artesa, St) aunque también siguen siendo comunes las facies Sl y Sh. En los primeros 50 metros del miembro (excluido el sector basal rojizo), es frecuente que entre los "sets" se observen delgados niveles carbonosos (ídem perfil norte). Las areniscas pardo rojizas comienzan a aparecer mucho antes (comparense los colores en ambos perfiles, Fig.2). También son mucho más frecuentes las superficies erosivas. Cerca del techo del miembro se observan algunos "sets" solitarios de tipo planar intercalados en la secuencia, de 1 a 1,5 m de espesor con bases no erosivas. Al igual que en el otro perfil, la bioturbación es mediana a alta, y es la posible causante de la existencia de capas sin rasgos diagnósticos (masivas) principalmente en la parte alta del miembro.

Interpretación

En ambos perfiles se observan asociaciones de facies y tendencias evolutivas bastante similares, lo que indica que formaron parte del mismo sistema depositacional pero con condiciones diferentes dentro del mismo, explicando las leves variaciones observadas. La interdigitación de cuerpos arenosos, aparentemente de canal, con depósitos finos laminados es característico de sistemas fluviales (cf. Collinson, 1986; Walker & Cant, 1984). A su vez, la presencia de capas gradadas en los intervalos finos es comunmente asociada al aluvionamiento de la planicie de inundación (Tunbridge, 1984; Steel & Aasheim, 1978).

En el caso analizado, la morfología de los cuerpos arenosos indica más exactamente el tipo de sistema depositacional. En la primer mitad de ambos perfiles, los cuerpos arenosos del perfil norte pueden ser los equivalentes distales, y en parte terminales de los cuerpos entrecruzados del perfil sur. Esto se deduce de la pérdida de erosividad, menor espesor y entrecruzamientos de menor relieve en los canales. Por otra parte, la presencia de particiones carbonosas entre los sets de estos cuerpos arenosos, indican un flujo muy irregular, con períodos de quietud total, muy similar a lo que sucede en sistemas fluviales efímeros (Picard & High, 1973; Sneh, 1983; Lawrence & William, 1987), aunque en este caso el cese de la corriente no estuvo acompañado de una desaparición del agua dado que no se registraron estructuras de desecación asociadas. Descripciones de cuerpos como éstos no son comunes en la literatura fluvial, lo que puede deberse a que en este caso se contraponen dos factores: un régimen de descargas efímero, generalmente asociado a sistemas aluviales áridos/semi-áridos y presencia de capas carbonosas y litologías oscuras tradicionalmente asociadas a climas húmedos.

Cuerpos arenosos con arreglos internos bastante similares son los descriptos como canales de "crevasse" entrando a bahías interdistributarias de deltas constructivos (Coleman & Gagliano, 1964; Elliott, 1974, 1986). Sin embargo, no se han reconocido arreglos granodecrecientes en los perfiles que señalen la presencia de barras de desembocadura menores asociadas a las terminaciones de estos canales en las lagunas. Esta diferencia sugiere que nuestro sistema lagunar fue más

somero, impidiendo un arreglo progradante que se transformara en secuencias gradadas. El agrupamiento de las capas arenosas con arreglo aleatorio dentro de las facies finas sugiere un crecimiento mayormente vertical de los lóbulos terminales de estos canales.

Las consideraciones anteriores indican que el sistema fluvial asociado a estos "canales" fue probablemente de tipo efímero, y que sufrió las modificaciones señaladas al entrar en un área caracterizada por estar anegada permanentemente. Se explican así las características internas citadas para los cuerpos de areniscas, y a su vez, la preservación de material carbonoso dentro de un sistema posiblemente relacionado a un clima árido. La abundancia de agua se puede explicar por causa de una topografía deprimida, asociada a un cierre hidrogeológico. Esto permitió que la superficie freática estuviera casi permanentemente por arriba de la superficie del terreno. Se explica así el desarrollo bastante localizado de estas facies. De haber sido más extensa la depresión, la recarga freática no hubiera compensado los altos niveles de evaporación asociados a sistemas áridos y semiáridos. La mayor proporción de coloraciones amarillentas y marrones en el perfil norte, sugieren mayores niveles de oxidación, indicando que estos sedimentos estuvieron más expuestos a períodos con superficie freática baja (Walker *et al.*, 1978; Besly & Turner, 1983). La sedimentación de los delgados niveles carbonáticos dentro de las facies finas, probablemente habla del registro de pequeños ciclos climáticos (cf. Fisher & Bottjer, 1991) asociados a intervalos con mayores índices de evaporación.

Al continuar la sedimentación, la depresión fue desapareciendo gradualmente y el drenaje mejoró. Esto ocasionó que en áreas marginales de este sistema comenzaran a aparecer litologías más oxidadas, y posteriormente en sectores más centrales de la depresión (perfil norte). Por otra parte, al comenzar a permanecer seco el terreno durante lapsos más prolongados comienzan a observarse interacciones entre el sistema fluvial que alimentó la depresión y un sistema eólico probablemente cercano. En el centro de la cuenca, el viento únicamente retrabajó los depósitos de canales fluviales, adicionándoles a veces algo de arena (sectores con Sh bien seleccionados), o bien erosionando parte de estos cuerpos (niveles de deflación: dl). En áreas más marginales de este sistema lagunar-palustre (perfil sur), se desarrollaron pequeñas dunas eólicas favorecidas por un sustrato más seco. Al rellenarse totalmente la depresión, y estar deprimida la superficie freática, el sistema depositacional eólico encuentra una situación favorable para su instalación, tal como lo demuestra el desarrollo del miembro suprayacente, compuesto casi totalmente por dunas eólicas y sin interacciones con sistemas fluvio-aluviales.

II) Miembro medio

Descripción

En la sección medida, este miembro tiene unos 700 metros (Fig.3), y como ya se indicó, fue analizado en detalle por Cevallos y Milana (1992). En general está compuesto única-

mente por arena fina y media, y se caracteriza por sus entrecruzamientos de gran escala, sus colores son pardos y verdosos y escasamente pardo morados. La evolución de este intervalo es granodecreciente-granocreciente, posiblemente reflejando la distancia de transporte de los granos de arena desde el borde del desierto. Paralelamente se observa una evolución en la altura media de las dunas y en la bioturbación, permitiendo dividir a la secuencia eólica en tres estadios o sectores dominantes (Cevallos y Milana, 1992). Las paleocorrientes medidas a través de las inclinaciones restituídas de los sets, indican movimiento de sedimento hacia el oeste al principio y finalmente hacia el norte.

Interpretación

El ambiente de deposición de este miembro es claramente eólico como ya lo señalaron varios autores (i.e. Sumay, 1980; Strelkov y Alvarez, 1984; Masramón, 1986; Cevallos y Milana, 1992). Sin embargo es interesante rescatar algunas observaciones efectuadas por los últimos autores citados, quienes indican que los principales procesos de acumulación eólicos dentro de ambientes de duna fueron los flujos de granos (SF), la lluvia de granos (GFA) y menormente modos tractivos asociados a migración de ondulitas de impacto como IG y posiblemente NG. También reconocieron niveles de deflación (DL), pero escasos y de poca magnitud. También se observó una rotación en los vientos (desde E hacia SSE), que ocurre conjuntamente con un ordenamiento de los vientos. Mediante la restitución y pleteo en estereogramas de las caras de avalancha medidas, se reconocieron como formas más probables de dunas los barjanes, aunque tanto en el intervalo inferior como en el superior se encontraron disposiciones correspondientes a seifs en coexistencia con los barjanes, quizás también participaron dunas complejas. Tal evolución parece estar intimamente relacionada al tamaño del desierto, y la coherencia de los vientos. Los citados autores consideraron posible que esta secuencia se sedimentara bajo una tectónica activa. No existen evidencias directas de tal tectonismo en esta secuencia, pero su rápido acunamiento hacia el este puede interpretarse como una geometría causada por el hundimiento de la cuenca cerca de un borde tectónico activo, que a la vez podría haber ayudado al entrapamiento de los sedimentos eólicos.

III) Miembro superior

Descripción

Presenta facies similares a las secuencias arenoconglomerádicas neógenas del centro-oeste de Argentina. Si se compara este miembro con otras secuencias aledañas, se deduce que su techo está decapitado ya que no se observa el intervalo aglomerádico que tipifica la evolución final de las secuencias neógenas locales. Se midieron aproximadamente 400 metros de este miembro, que también indican un espesor incompleto ya que a unos 15 km al sur, donde reaparece esta escama de terrenos terciarios (alto río Uruguay), este miem-

bro supera los 1000 metros de espesor (medidos en aerofoto).

En los aprox. 400 metros expuestos de este miembro, su composición es bastante homogénea. Se observan cuerpos areno-conglomerádicos que muestran varias secuencias internas gradadas conglomerado a areniscas gruesas o medias (relleno multiepisdico). Los relieves de las superficies erosivas principales (límite inferior del cuerpo) y secundarias son bajos, en el rango de 0,5 a 1 metro, típicos de canales expylados (*sheet-like*, cf. Miall, 1985). Cada unidad interna presenta clastos exóticos en la base o paraclastos, dependiendo del sector de la columna en que se observen. Las estructuras comunes son de corte y relleno, por lo que las facies predominantes son Gt y Sl; a veces se observan depósitos finos como casi todas las secuencias fluviales típicas, que aquí presentan una granulometría más gruesa que lo normal (arena fina, mal seleccionada), en general masivos o con estratificación mediana y a veces con importantes evidencias de bioturbación. Sólo un sector mostró grietas de desecación, y se supone que su baja frecuencia se debe a la escasez de arcilla en estos depósitos.

Existen ciertas diferencias en sentido vertical, que principalmente se expresan en la variación en la concentración de cuerpos de canal y en la variación en el tamaño máximo de los clastos (MPS). Es interesante destacar que aquí, las mayores concentraciones de depósitos de canal no correlacionan con los tamaños máximos de clastos en conglomerados. De esta manera se han reconocido tres sectores con intergradaciones. El primero, de aproximadamente 85 metros, presenta una alta concentración de depósitos de canal y MPS intermedio (7-9 cm). El segundo (ca. 110 m), se caracteriza por una baja concentración de depósitos de canal y MPS bajo. El tercero (unos 200m), también presenta baja concentración de depósitos de canal, pero el MPS es el mayor de todo el miembro (8-12 cm).

Interpretación

El carácter fluvial de este miembro es evidente dada la diferencia que se observa entre facies portadoras de sedimentos de corrientes unidireccionales y aquellas más finas características de planicies de inundación. Por otra parte, la composición interna de los cuerpos de canal, mostrando numerosos episodios de relleno de canales menores expylados, indica una gran variedad de las corrientes, características de sistemas fluviales entrelazados (cf. Miall, 1985). El relleno multiepisdico de canales también es una característica observada casi siempre en sistemas fluviales efímeros (Tunbridge, 1981; Lawrence & William, 1987). Sin embargo, no se ha podido observar ninguna estructura de desecación en el tope de cada episodio, lo que sería la mejor prueba del carácter efímero de las corrientes. Es probable que la naturaleza gruesa de los sedimentos dentro de los canales (y en la planicie de inundación), refleje una alta pendiente que no favoreció la sedimentación de los materiales pelíticos una vez superado el episodio de crecida.

Considerado en conjunto, podría decirse que el Miembro Superior muestra un primer intervalo inferior con gradación normal "bien seleccionada" y otro superior donde comienza a observarse una gradación inversa pero "mal seleccionada".

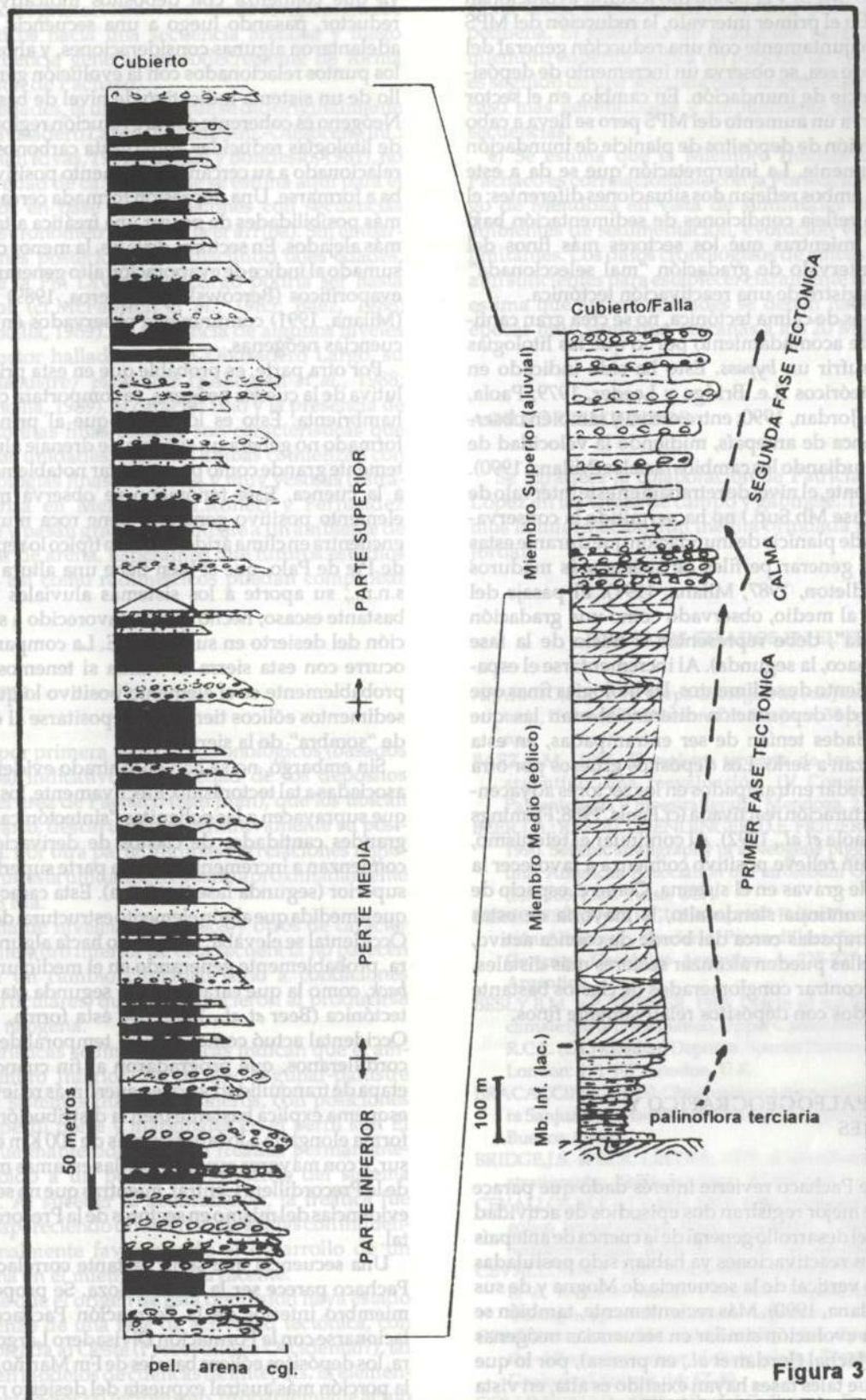


Figura 3



En este caso, el concepto de selección indicaría que el tamaño máximo de clasto (MPS) y el promedio textural evolucionan conjuntamente. En el primer intervalo, la reducción del MPS se lleva a cabo conjuntamente con una reducción general del tamaño de grano, o sea, se observa un incremento de depósitos finos de planicie de inundación. En cambio, en el sector superior se observa un aumento del MPS pero se lleva a cabo sin que la proporción de depósitos de planicie de inundación decrezca notablemente. La interpretación que se da a este fenómeno es que ambos reflejan dos situaciones diferentes: el primer intervalo refleja condiciones de sedimentación bajo calma tectónica, mientras que los sectores más finos del medio, más el intervalo de gradación "mal seleccionada" corresponde al registro de una reactivación tectónica.

Durante tiempos de calma tectónica, no se crea gran cantidad de espacio de acomodamiento por lo que las litologías finas tienden a sufrir un *bypass*. Esto ha sido indicado en varios modelos teóricos (i.e. Bridge y Leeder, 1979; Paola, 1988; Flemings & Jordan, 1990; entre otros) y también observado en esta cuenca de antepaís, midiendo la velocidad de acumulación y estudiando los cambios faciales (Milana, 1990). Desafortunadamente, el nivel de retrabajo en este intervalo de calma tectónica (base Mb.Sup.) no ha permitido la conservación de depósitos de planicie de inundación que durante estas épocas tienden a generar perfiles de suelos más maduros (cf. Kraus & Middleton, 1987; Milana, 1991). El pasaje del intervalo inferior al medio, observado como una gradación "bien seleccionada", debe representar el inicio de la fase tectónica (en Pachaco, la segunda). Al incrementarse el espacio de acomodamiento de sedimentos, las litologías finas que antes por efecto de depositación diferencial eran las que menos probabilidades tenían de ser entrampadas, en esta situación comienzan a serlo. Los depósitos gruesos por otra parte tienden a quedar entrampados en los sectores adyacentes a la línea de fracturación reactivada (cf. Paola, 1988; Flemings & Jordan, 1990; Paola *et al.*, 1992). Al continuar el tectonismo, la generación de un relieve positivo comienza a favorecer la mayor cantidad de gravas en el sistema. Como el espacio de acomodamiento continúa siendo alto, la mayoría de estas gravas quedan atrapadas cerca del borde de cuenca activo, pero algunas de ellas pueden alcanzar sectores más distales, lo que permite encontrar conglomerados de clastos bastante grandes intercalados con depósitos relativamente finos.

SIGNIFICADO PALEOGEOGRAFICO Y CORRELACIONES

La secuencia de Pachaco revierte interés dado que parece ser una de las que mejor registran dos episodios de actividad tectónica dentro del desarrollo general de la cuenca de antepaís neógena. Tales dos reactivaciones ya habían sido postuladas en base al estudio vertical de la secuencia de Mogna y de sus correlaciones (Milana, 1990). Más recientemente, también se ha observado una evolución similar en secuencias neógenas a la altura del río Jáchal (Jordan *et al.*, en prensa), por lo que la probabilidad que tales fases hayan existido es alta, en vista de su reconocimiento por diferentes autores y en diferentes secuencias.

Particularmente, la sección de Pachaco es bastante anormal ya que comienza con depósitos indicativos de ambiente reductor, pasando luego a una secuencia desértica. Ya se adelantaron algunas consideraciones, y ahora se remarcarán los puntos relacionados con la evolución general. El desarrollo de un sistema indicativo de nivel de base, en la base del Neógeno es coherente con la evolución regional. La presencia de litologías reducidas aquí (hasta carbonosas), puede estar relacionado a su cercanía al elemento positivo que comenzaba a formarse. Una depresión formada cerca del mismo tiene más posibilidades de poseer una freática alta que en sectores más alejados. En sectores distales, la menor cantidad de agua sumado al índice de evaporación alto generaron los depósitos evaporíticos (Bercowski y Figueroa, 1989) y de playa lake (Milana, 1991) comúnmente observados en las bases de secuencias neógenas.

Por otra parte, es probable que en esta primera etapa evolutiva de la cuenca neógena, se comportara como una cuenca hambrienta. Esto es lógico ya que al principio, el relieve formado no genera un sistema de drenaje aluvial lo suficientemente grande como para aportar notablemente sedimentos a la cuenca. Este fenómeno se observa mejor cuando el elemento positivo generado tiene roca muy litificada y se encuentra en clima árido. Un caso típico lo representa la Sierra de Pie de Palo, que si bien tiene una altura de unos 3200m s.n.m., su aporte a los sistemas aluviales de la región es bastante escaso, hecho que ha favorecido a su vez la instalación del desierto en su borde SE. La comparación de lo que ocurre con esta sierra es válida si tenemos en cuenta que probablemente es el elemento positivo lo que causa que los sedimentos eólicos tiendan a depositarse al entrar en el área de "sombra" de la sierra.

Sin embargo, no se han encontrado evidencias de erosión asociadas a tal tectonismo. Efectivamente, los conglomerados que suprayacen a las eolianitas "sintectónicas", no muestran grandes cantidades de clastos de derivación local, que sí comienzan a incrementarse en la parte superior del miembro superior (segunda fase tectónica). Esta característica sugiere que a medida que algún elemento estructural de la Precordillera Occidental se elevaba, también lo hacía alguno en la Cordillera, probablemente generando en el medio una cuenca *piggy-back*, como la que caracterizó la segunda etapa de actividad tectónica (Beer *et al.*, 1990). De esta forma, la Precordillera Occidental actuó como "dique" temporal de los sedimentos cordilleranos, que progradaron al fin cuando sobrevino la etapa de tranquilidad y no se generó más relieve positivo. Este esquema explica bastante bien la distribución del desierto en forma elongada a lo largo de más de 300 Km en sentido norte sur, y con mayores espesores en las escamas más occidentales de la Precordillera Central, mientras que no se han observado evidencias del mismo en sectores de la Precordillera Occidental.

Una secuencia que sería bastante correlacionable a la de Pachaco parece ser la de Mendoza. Se propone aquí que el miembro inferior de la Formación Pachaco puede correlacionarse con la Formación Divisadero Largo. De esta manera, los depósitos eólicos basales de Fm Mariño, representarían la porción más austral expuesta del desierto reconocido en el Miembro Medio de Fm Pachaco. Justamente, en las secuencias por encima del Mb de Areniscas Entrecruzadas de Fm

Mariño (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979), hemos observado un intervalo de gradación normal desde conglomerados con clastos exóticos hacia una secuencia arenosa y luego comienza la secuencia general granodreciente de forma similar a la sección de Pachaco.

Respecto a las edades, la ubicación que se dió originalmente a la formación Divisadero Largo (Eoceno sup.-Oligoceno inf.: Pascual y Odreman Rivas, 1971; Pascual y Bondesio, 1981), no cuadraría con la edad de ca. 19 Ma que se estima aquí para el Miembro Inferior en base a correlaciones con secuencias cercanas datadas cronométricamente (ver arriba). Sin embargo, investigaciones posteriores han discutido tales edades, indicándose que la Fm Divisadero Largo podría ser hasta Miocena inferior (cf. McFadden *et al.*, 1985; Báez, 1986; Kokogian y Mancilla, 1989). La presencia de algunos niveles de carácter reductor hallados en Fm Divisadero Largo, su paleoambiente lacustre/ *playa lake* (Kokogian *et al.*, 1988; Kokogian y Mancilla, 1989), el carácter fino y la presencia de numerosas bentonitas finas blancas son características que comparten ambas unidades. Además ambas comienzan con intervalos de litologías finas oxidadas, y muy yesosas (estratos con Anhidrita en Mendoza, cf. Rolleri y Fernández Garrasino, 1979) y pasan gradacionalmente a un ambiente de desierto tipo mar de arena. Esperamos que futuros estudios paleontológicos así como radimétricos puedan comprobar esta hipótesis.

CONCLUSIONES

a) Se aportan por primera vez datos cronológicos (basados en palinomorfos) indicativos de la edad de los depósitos continentales del área de Pachaco (San Juan), que los ubican dentro del Terciario, descartándose definitivamente su posible edad triásica. Por otra parte, algunas correlaciones regionales sugieren que esta unidad se depositó aproximadamente entre los 20 y 18 Ma.

b) La presencia de niveles carbonosos y otros de carácter reductor en el miembro inferior de esta secuencia no parecen corresponder a un cambio climático, sino a condiciones topográficas particulares, que desaparecieron al producirse la acumulación neógena.

c) Las características sedimentológicas indican que el ambiente del Miembro Inferior fue de tipo lagunar-palustre alimentado por sistemas fluviales efímeros, con posiciones centrales en el perfil norte y marginales en el perfil sur. El nivel de agua fue mantenido por una freática permanentemente alta, debido a un posible cerramiento del sistema hidrogeológico. Al suceder la acumulación, la freática fue deprimiéndose apareciendo características áridas con influencia eólica, y finalmente favoreciendo el desarrollo de un desierto de arena en el miembro suprayacente.

d) Es probable que el origen de esta depresión haya estado ligado al comienzo de una fase de actividad tectónica, con deformación ubicada al Oeste (Precordillera Occidental?), tal como se indica en modelos de cuencas de antepaís. El elemento positivo generado por tal tectonismo, probablemente actuó como trampa aerodinámica que facilitó la deposición de las arenas eólicas, mientras que la generación de abanicos aluviales

fue restringida en los primeros momentos por el efecto de un clima árido actuando sobre un área positiva relativamente pequeña. El intervalo de gradación normal en la base del miembro superior indica un período de calma tectónica que es seguido de una segunda fase de actividad tectónica, en este caso más generalizada y ampliamente reconocida en otras secuencias.

e) Se estima que el Miembro Inferior de la Formación Pachaco es correlacionable con la Formación Divisadero Largo de Mendoza en vista de similitudes litológicas, paleoambientes de sedimentación, evolución vertical y unidades limitantes. Los datos cronológicos de ambas unidades no son aún suficientes para establecer claramente su relación, pero se estima que ambas unidades se deben haber depositado en épocas muy similares, cercanas a los 20 Ma.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración de Patricia Maurín y Sergio López en las tareas de campo y gabinete. También agradecemos la información aún inédita brindada por la Dra. Teresa Jordan.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- APARICIO, E.P., 1975. Mapa Geológico de San Juan. Editorial Universitaria, Universidad Nacional de San Juan, 50 pp.. San Juan, Argentina.
- BAEZ, A.M., 1986. El registro terciario de los anuros en territorio argentino: una reevaluación. IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Mendoza, 2: 107-118.
- BEER, J.A.; R.W. ALLMENDINGER; D.E. FIGUEROA & T.E. JORDAN, 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74 (8): 1183-1202. Tulsa, USA.
- BERCOWSKI, F. y G. FIGUEROA, 1987. Flujos Piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera, San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, 4: 225-227. S.M. de Tucumán, Argentina.
- BESLY, B.M. y P. TURNER, 1983. Origin of red beds in moist tropical climate (Etruria Formation, Upper Carboniferous, UK). En: Wilson, R.C.L. (Ed.) Residual Deposits. Special Publication Society Geology London: 131-147. London, U.K..
- BRACACCINI, O., 1950. Observaciones estratigráficas en la Precordillera Sanjuanina. Asociación Geológica Argentina Revista, 5 (1): 5-14. Buenos Aires.
- BRIDGE, J.S. & M.R. LEEDER, 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. Sedimentology, 26: 617-644.
- CEVALLOS, M.F. y J.P. MILANA, 1992. Sedimentología de un desierto eólico terciario (San Juan, Argentina). I Reunión Argentina de Sedimentología, Actas III: pp.121-128. La Plata, Argentina.
- CEVALLOS, M.F., 1993. Precordillera Central: Un mar de arena durante el Terciario Medio. I Reunión Argentina de Estudiantes de Geología, pp.13-18. San Juan, Argentina.
- COLEMAN, J.M. & S.M. GAGLIANO, 1964. Cyclic sedimentation in the Mississippi river deltaic plain. Transactions Gulf-Coast Geological Society, 14: 67-80.
- COLLINSON, J.D., 1986. Alluvial Sediments. En Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary environments and facies (2nd ed). Blackwell Scientific Publications, Oxford: 20-63. U.K..

- CRIADO ROQUE, P.; C.A. MOMBRU y V.A. RAMOS, 1981. Estructura e interpretación tectónica de San Luis. En: *Geología y Recursos de la Provincia de San Luis, Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino*, 155-192. San Luis, Argentina.
- ELLIOTT, T., 1974. Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, 21: 611-622.
- ELLIOTT, T., 1986. Deltas. En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary environments and facies* (2nd ed). Blackwell Scientific Publications, Oxford: 113-154. U.K.
- FISCHER, A.G. & D.J. BOTTJER, 1991. Orbital forcing and sedimentary sequences. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(7): 1063-1069.
- FLEMINGS, P.B. & T.E. JORDAN, 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere reology. *Geology*, 18: 430-434.
- JORDAN, T.E. & P.B. FLEMINGS, 1990. Analisis teorico de la estratigrafía de cuencas de antepaís durante deformaciones episódicas. 3a Reunión Argentina de Sedimentología: 151-162. San Juan.
- JORDAN, T.E.; R.W. ALLMENDINGER; J.F. DAMANTI & R.E. DRAKE, in press. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 1993, v.101.
- KOKOGIAN, D.; D. BOGGETTI y G. REBAY, 1988. Interpretación paleoambiental de la Formación Divisadero Largo (Eoceno superior), Cuenca cuyana, Mendoza. II Reunión Argentina de Sedimentología, 135-139. Buenos Aires.
- KOKOGIAN, D. y O. MANCILLA, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Spalletti, L.A. y Chebli, G. (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6*, Univ. Nac. de Tucumán; 169-201. S.M. de Tucumán, Argentina.
- KRAUS, M.J. & L.T. MIDDLETON, 1987. Contrasting architecture of two alluvial suites in different structural settings. En: Ethridge, F.G.; R.M. Flores & M.D. Harvey (Eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology. Society of Economic Paleontologists & Mineralogist, Special Publication 39*: 253-262.
- LAWRENCE, D.A. & B.P.J. WILLIAMS, 1987. Evolution of drainage systems in response to acadian deformation: the Devonian Battery Point Formation, Eastern Canada. En: Ethridge, F.G.; R.M. Flores & M.D. Harvey (Eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology. Society of Economic Paleontologist & Mineralogist, Special Publication 39*: 287-300.
- MACFADDEN, B.J.; K.E. CAMPBELL; R.R. CIFELLI Jr; O. SILES; N. JOHNSON; C.W. NAESSER & P.K. ZEITLER, 1985. Magnetic polarity stratigraphy and mammalian biostratigraphy of the Deseadan (Late Oligocene-Early Miocene), Salla Beds of northern Bolivia. *Journal of Geology*, 93: 223-250.
- MASRAMON, E., 1986. Geología de las sedimentitas Meso-cenozoicas del área del Palque de Pachaco, Dto. Zonda, Pcia. de San Juan. Tesis de Licenciatura, FCEfyN, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.
- MIALL, A.D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Reviews*, 22: 261-308.
- MILANA, J.P., 1987. Geología y Sedimentología del Grupo Paganzo, en el área de confluencia de los ríos San Juan y Uruguay, Precordillera Central, Dpto. de Zonda, San Juan. Tesis de Licenciatura, FCEfyN, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.
- MILANA, J.P., 1990. Secuencias sedimentarias aluviales, subsidencia y tectonismo en la cuenca de antepaís andina de la Provincia de San Juan, Argentina. II Simposio del Terciario de Chile, Concepción: 205-214. Concepción Chile.
- MILANA, J.P., 1991. Sedimentología y magnetoestratigrafía de las formaciones Cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, FCEfyN, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.
- PAOLA, C., 1988. Subsidence and gravel transport in alluvial basins. In: Kleinspehn, K.L. & Paola, C. (Eds.) *New Perspectives in basin analysis*, Springer-Verlag, p.231-243. New York, USA.
- PASCUAL, R. y O.E. ODREMAN RIVAS, 1971. E volución de las comunidades de los vertebrados del terciario argentino. Los aspectos paleozoográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina*, Buenos Aires, 8 (3-4): 372-412.
- PICARD, M. & L. HIGH, 1973. Sedimentary structures of ephemeral streams. *Developments in Sedimentology 17*, Elsevier, Amsterdam, 223 pp.
- ROLLERI, E.O. y C.A. FERNANDEZ GARRASINO, 1979. Comarca septentrional de Mendoza. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 771-810. Córdoba, Argentina.
- SNEH, A., 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 1271-1279.
- STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología*, 4 (3), Buenos Aires.
- STEEL, R.J. & S.M. AASHEIM, 1978. Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). En: Miall, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 5*: 385-412. Calgary, Canada.
- STRELKOV, E.E. y L.A. ALVAREZ, 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 3: 115-130.
- SUMAY, C., 1980. Geología de las sedimentitas asignadas al Mesozoico de la Quebrada de El Palque de Pachaco, Pcia. de San Juan. Tesis de Licenciatura, FCEfyN, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.
- TUNBRIDGE, I.P., 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - Some criteria for recognition with an example from Devonian of SW England. *Sedimentary Geology*, 28: 79-85.
- TURNER, P., 1979. Continental red beds. *Developments in Sedimentology 19*, Elsevier, Amsterdam, 390pp.
- WALKER, R.G. & D.J. CANT, 1984. Sandy fluvial systems. En: Walker R.G. (Ed.) *Facies Models*, (2nd ed.), Geoscience Canada: 71-90.
- WALKER, T.R.; B. WAUGH & A.J. CRONE, 1978. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 19-32. Boulder, USA.